

N° D'ORDRE :
ANNÉE 1973
N° C.N.R.S. A.O. 8793

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE PROVENCE

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Roland TROMPETTE

LE PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR ET LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR
DE L'ADRAR DE MAURITANIE

(bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest)

UN EXEMPLE DE SÉDIMENTATION DE CRATON
ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE

TOME I

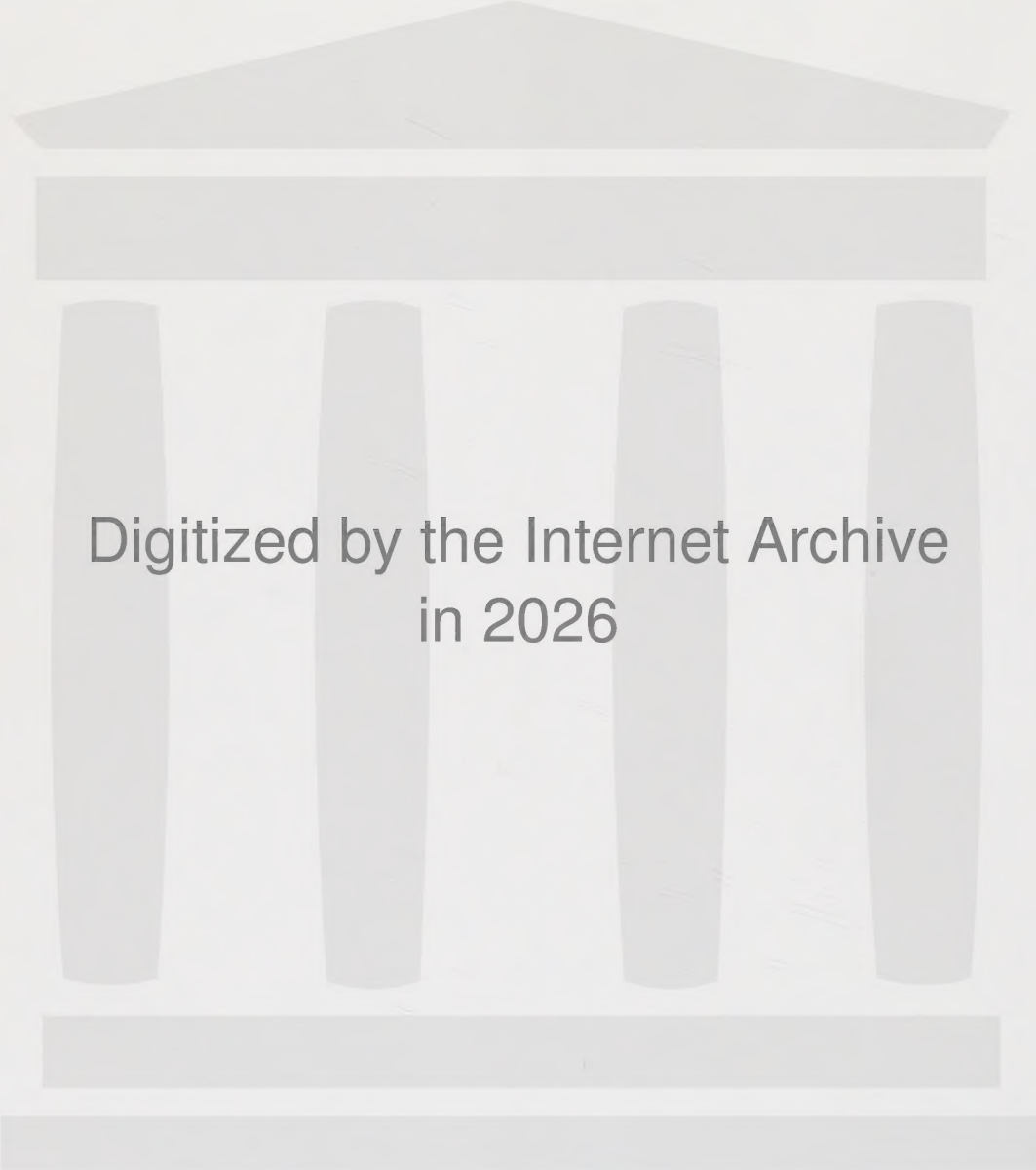
Série 1

Soutenue devant la Commission d'examen :

M. F. TESSIER , président

M. G. MILLOT }
M. J. SOUGY } examinateurs

M. B. BIJU - DUVAL , invité



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549012_0019

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE PROVENCE

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Roland TROMPETTE

LE PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR ET LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

DE L'ADRAR DE MAURITANIE

(bordure occidentale du bassin de Taoudeni , Afrique de l'Ouest)

UN EXEMPLE DE SÉDIMENTATION DE CRATON

ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE

Soutenue devant la Commission d'examen :

M. F. TESSIER , président

M. G. MILLOT }
M. J. SOUGY } examinateurs

M. B. BIJU - DUVAL , invité

Président : F. BOREL
Secrétaire général : C. MOYNAULT

PROFESSEURS

M.M. J. VALENSI	Mécanique Expérimentale des Fluides
P. ROUARD	Physique générale
P. DESNUELLE	Chimie biologique
M. MERIGOUX	Physique industrielle
C. FEHRENBACH	Astronomie
A. FAVRE	Mécanique de l'atmosphère
G. CARPENI	Chimie
Y. DOUCET	Physique
J.M. SOURIAU	Méthodes mathématiques de la physique
J. METZGER	Chimie organique
L. FOURES	Mathématiques
D. MALE	Physique
G. BODIOU	Mathématiques appliquées
M. NAUDET	Chimie des corps gras
P. BOUSQUET	Physique
P. PESTEIL	Physique
P. CASAL	Mécanique rationnelle et appliquée
G. GOUVERNET	Géologie appliquée
A. VISCONTI	Physique théorique
A. BLANCHARD	Mathématiques générales
M. DUSSARDIER	Physiologie animale
M. PERROT	Physique
P. QUEZEL	Botanique
E. CRAUSSE	Physique (Avignon)
A. JULG	Chimie théorique
S. TAXI (Mme)	Géologie historique
F. TESSIER	Géologie générale
M.L. FURNESTIN (Mme)	Biologie animale
M. BERTRAND	Chimie
J. TROMPETTE	Physique
M. LAFFITTE	Chimie
R. FRAISSE	Mathématiques
C. BLANCHARD (Mme)	Mathématiques
R. NEGRE	Biologie végétale
R. COULON	Physique

M.M. R. KERN	Minéralogie
L. SIDERIADES	Physique
J.M. SURZUR	Chimie organique
H. CHANTREL	Physique de l'espace
J. SOUGY	Géologie
J. HERVE	Electronique
H. BODOT	Chimie -
J. CHOUTEAU	Physiologie animale
R. PHILIP	Physique
L. CAPELLA	Minéralogie
P. BILLARD	Mathématiques
M. BONNEAU	Mathématiques
J.C. TRAYNARD	Chimie industrielle
C. CLARION (Mle)	Mécanique des fluides
A. PONS	Botanique
A. GIRARDIE	Zoologie
J.C. MAIRE	Chimie
M. SIMON	Physiologie animale
J. MANDELBROJT	Physique
J.P. DAVID	Physique
M. BIZOUARD	Physique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

M.M. R. AMAR	Zoologie
L. DEVEZE	Biologie marine
R. CHANDEBOIS (Mle)	Biologie animale
H. GUENOCHÉ	Mathématiques appliquées
F. BOREL	Techniques mathématiques de la physique
F. PECAUT (Mme)	Mathématiques (Avignon)
J. HENNEQUIN	Electronique
S. GUEIRARD (Mle)	Pétrographie
C. FEUGEAS	Chimie
J. CABANE	Chimie
G. RASIGNI	Physique
S. COMBET	Chimie
R. GARRON	Physique expérimentale
M. CADILHAC	Physique
B. WAEGELL	Chimie
G. MARCHIS-MOUREN	Chimie biologique
F. HALBWACHS	Physique (Avignon)
R. PETIT	Physique
M. HUGON	Psycho-physiologie
M. PICHENOT (Mle)	Biologie végétale
M. GILLET	Physique
J.P. ROGGERO	Chimie (Avignon)

M.M.	L. SARDA	Biochimie
	C. ROMAN	Physiologie animale
	A. GILLET	Mathématiques
	S. MARTINUZZI	Physique

MAITRES DE CONFERENCES

M.M.	H. PATIN	Chimie
	J. CRESP	Biologie animale
	M. BENARROCHE	Physique
	H. TACHOIRE	Chimie
	E.J. VINCENT	Chimie
	L. VICENTE	Biologie animale
	J. MANUCEAU	Mathématiques
	R. GUERMEUR	Physique
	M. DELAAGE	Biochimie
	F. CATZIGRAS (Mle)	Géologie
	M. SIRUGUE (Mme)	Physique
	H. MERDY	Physique
	L. PUJOL	Chimie
	A. LAVAGNE	Biologie végétale
	J. GIUDICELLI	Biologie animale
	M. FOUGEREAU	Biochimie
	G. NOAT	Physiologie végétale
	R. BOUDET	Mathématiques
	R. STREIFF	Chimie
	J.P. BELAICH	Microbiologie
	P. NEUVILLE	Biologie végétale
	J.P. SOUBLIN	Mathématiques
	S. DELACHE (Mme)	Mathématiques
	G. FARDOUX	Mathématiques (Chargé d'enseignement)
	B. MORIN	Mathématiques (Chargé d'enseignement)
	B. BALLE	Mathématiques (Chargé d'enseignement)

AVANT - PROPOS

Ce mémoire est l'aboutissement de treize années de travail en Afrique occidentale, essentiellement en Mauritanie, tout d'abord comme géologue au Bureau de Recherches Géologiques et Minières de Dakar (1960-65), puis à la mission d'Aide et Coopération auprès de la République islamique de Mauritanie (1965-70), et enfin au C.N.R.S., dans les Universités de Dakar et de Marseille-St-Jérôme, où j'ai pu bénéficier de l'aide du Laboratoire Associé n° 132 "Etudes géologiques ouest-africaines".

J. Sougy m'a guidé sur le terrain, a contrôlé la plupart de mes interprétations au cours de plusieurs tournées. Il a, en outre, discuté mot à mot mon manuscrit. Au cours de ce travail en commun, j'ai appris à aimer le travail bien fait, bien présenté, à séparer rigoureusement faits et interprétations. Ce travail lui doit beaucoup. Je l'en remercie sincèrement.

Je suis reconnaissant à F. Tessier, familier de la géologie ouest-africaine, d'avoir accepté la présidence du jury.

J'ai une profonde admiration pour les travaux de G. Millot et de ses collaborateurs, qui m'ont, je crois, beaucoup influencé. Je remercie G. Millot d'avoir trouvé le temps de participer à la présentation de ce mémoire.

Depuis une dizaine d'années notre équipe collabore avec celle de géologues pétroliers de l'Institut Français du Pétrole, J. Debyser, S. Beuf, B. Biju-Duval, O. De Charpal, O. Gariel et P. Rognon, auteurs d'un excellent travail sur le Sahara central. Je remercie B. Biju-Duval d'avoir accepté de représenter cette équipe au sein du jury.

Au cours de ces treize années de travail j'ai eu l'occasion de collaborer avec de nombreux géologues du B.R.G.M. et de l'Université, notamment J.-P. Bassot, C. Benise, B. Bessoles, R. Black, A. Blanchot, G. Bronner, J.-C. Chiron, R. Dars, O. Dia, R. Degallier, J. Delpy, G. Gérard, R. Giraudon, R. Gouzes, H. Faure, R. Flicoteaux, F. Joulia, J.-P. Lécorché, R. Lille, J.-L. Mestraud, D. Nahon, Y. Péronne, R. Reichelt, M. Slansky et J.-R. Villemur. Cette collaboration a été particulièrement suivie et fructueuse avec J. Marcelin et le regretté J. Barrère, avec qui j'ai fait équipe durant plusieurs années dans l'Adrar et l'Inchiri, et avec M. Deynoux qui a entrepris une étude systématique des sédiments glaciaires en Afrique de l'Ouest.

Les compagnies pétrolières ont joué un rôle important dans la reconnaissance du bassin de Taoudeni. J'ai eu d'enrichissantes discussions avec l'équipe de la S.A.P. animée par M. Zimmermann et avec celle de la C.O.P.E.T.A.O. dirigée par J.-M. Aymé. J'ai d'autre part pu bénéficier, en 1972, du soutien logistique de l'A.G.I.P.

Les faunes récoltées ont été déterminées par Ph. Legrand pour les Brachiopodes inarticulés du sommet de la série 2, par J. Drot pour les Brachiopodes de la série 3 et par S. Willefert pour les Graptolites du Silurien. Je remercie ces trois spécialistes, dont le travail a permis

d'élaborer une ébauche de chronostratigraphie, et tout spécialement S. Willefert qui a consacré de nombreuses heures prises sur ses loisirs et ses travaux personnels aux faunes de Graptolites de l'Adrar.

La collaboration avec le Centre de Sédimentologie et Géochimie de la surface à Strasbourg a été menée sur deux plans : détermination des minéraux argileux essentiellement par H. Paquet et, avec M. Bonhomme et N. Clauer, mise en route d'une étude géochronologique de la série 1 et de la base de la série 2 en Adrar de Mauritanie.

Au cours des dernières années, alors que j'étudiais le Silurien, j'ai pris conscience de l'importance des phénomènes d'altération. Ceci m'a amené à m'intéresser aux travaux des pédologues du Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar et notamment à ceux de J.-C. Leprun qui m'a initié à la pédologie de terrain.

Je remercie le Gouvernement de la République islamique de Mauritanie et notamment Monsieur le Ministre du Développement industriel, son secrétaire général Monsieur Hamada ould Zein, que j'ai connu à Atar, et Monsieur Ishac ould Ragel, Directeur des Mines et de la Géologie qui m'ont autorisé à poursuivre puis publier ces études. Mes remerciements vont aussi aux conseillers français qui se sont succédés à la Direction des Mines et de la Géologie, Messieurs Brunelle, Barbier, Vermogen, Pouit et Grunevald. A Nouakchott, l'Ambassade de France et la Mission d'Aide et de Coopération m'ont toujours réservé le meilleur accueil. J'adresse tout particulièrement mes remerciements à M. l'Ambassadeur Dufour et à MM. les Chefs de mission Audé, Aymard et Guellec.

A Paris, au Secrétariat d'Etat aux Affaires Etrangères chargé de la Coopération, j'ai trouvé en MM. Giry, Beaudet et Cantaloube des interlocuteurs attentifs et bienveillants.

L'impression de ce volumineux mémoire a pu être réalisée grâce à des subventions du Ministre des Affaires Etrangères chargé de la Coopération, des compagnies Elf-Recherches et Exploitation, Texaco, Total Compagnie minière et nucléaire et A.G.I.P. auxquels j'adresse mes plus vifs remerciements.

Je dois beaucoup à tous les techniciens ayant contribué à la réalisation pratique de ce mémoire : MM. Ba, Gueye, N'Diagne à Dakar, Madame Grimaldi et MM. Dassulle, Motte, Seigle et Tallier à Marseille avec une mention toute particulière à O. Diop de Dakar pour son travail considérable de dactylographie. Je dois aussi une grande reconnaissance à mes compagnons de route, notamment à N'Dour Boubacar chauffeur et à Mohamed ould Lembedde de la tribu des Idei-chelli homme à tout faire, guide, berger, cuisinier, collecteur de fossiles.

Je suis reconnaissant au personnel de la bibliothèque de Marseille-St-Jérôme, et en particulier à Mlle Terras, conservateur, pour la compétence et la gentillesse avec laquelle il m'a aidé dans la recherche des livres et périodiques rares.

Enfin, pour terminer, il m'est agréable de remercier les autorités du cercle de l'Adrar qui ont largement contribué au bon déroulement des missions. On ne passe pas une dizaine d'années dans ce pays rude, mais beau, sans s'y attacher. Les nomades de l'Adrar, aujourd'hui en voie de sédentarisation, m'ont partout réservé le meilleur accueil. Je leur dois de me sentir autant chez moi à Hanouk, à Tamga, Abteilli ou au Tamkarkart que dans n'importe quelle campagne

**LE PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR ET LE PALÉOZOÏQUE
INFÉRIEUR DE L'ADRAR DE MAURITANIE
(BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN
DE TAOUDENI, AFRIQUE DE L'OUEST):
UN EXEMPLE DE SEDIMENTATION DE CRATON**
Etude stratigraphique et sédimentologique

R. TROMPETTE

Marseille 1973

	<u>Pages</u>
GENERALITES	3
ETUDE DE LA SERIE 1, PRECAMBRIEN SUPERIEUR	39
Chapitre I : Mise en évidence au sein de la série 1 de quatre groupes discordants ..	42
Chapitre II : Etude du groupe de Char	55
Chapitre III : Etude du groupe d'Atar	82
Chapitre IV : Etude du groupe de Tifounke	165
Chapitre V : Etude du groupe de l'Assabet el Hassiane	175
Chapitre VI : Conclusions à l'étude de la série 1 - Corrélations	196
ETUDE DE LA SERIE 2, PRECAMBRIEN TERMINAL (?), CAMBRIEN (?) ET ORDOVICIEN INFERIEUR (?) ...	213
Chapitre I : Mise en évidence de trois groupes au sein de la série 2	216
Chapitre II : Etude du groupe de Bthaat Ergil	221
Chapitre III : Etude du groupe de la Falaise d'Atar	317
Chapitre IV : Etude du groupe des Plateaux d'Oujeft	355
Chapitre V : Conclusions à l'étude de la série 2	396
ETUDE DE LA SERIE 3, ORDOVICIEN SUPERIEUR (?) ET SILURIEN	405
Chapitre I : Les limites de la série 3	408
Chapitre II : Etude de la formation d'Abteilli	415
Chapitre III : Etude de la formation de l'Oued Chig	456
Chapitre IV : Conclusions à l'étude de la série 3	556
CONCLUSIONS GENERALES	561
TABLEAUX D'ANALYSES AUX RAYONS X ET CHIMIQUES	575
BIBLIOGRAPHIE	588
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	635
TABLE DES MATIERES	691

GÉNÉRALITÉS

A - LE CADRE GEOGRAPHIQUE

1) Relief, altimétrie et hydrographie (fig. 1)

La zone étudiée correspond en gros à l'Adrar de Mauritanie ou Adrar Tmar (la montagne aux dattes). C'est un haut plateau, montagneux, profondément découpé par l'érosion, qui constitue le rebord occidental du bassin de Taoudeni.

L'Adrar de Mauritanie couvre une superficie de l'ordre de 35 000 km² qui comprend les feuilles au 1/200 000 Chinguetti et Faraoun, la partie orientale de la feuille Atar, le coin nord-est de la feuille Legleïtat et vers l'Est, les bordures des feuilles Richat, Ouadane et El Moïnan ou Charania (fig. 2 et 6).

En première approximation, on peut y distinguer trois entités géomorphologiques bien nettes. Ce sont, d'Ouest en Est, et dominant la pénéplaine précambrienne de l'Amsaga : la "*plaine*" d'Atar que les habitants de l'Adrar appellent le *baten* (le ventre), les *plateaux* et la *falaise* qui sépare les deux entités précédentes. A ces trois entités il faut en ajouter une quatrième, moins nette et assez mal délimitée, qui est la *bordure sud-ouest plissée de l'Adrar*.

a) Le baten ou "plaine" d'Atar

Il occupe le bord oriental de la feuille au 1/200 000 Atar et une bonne partie de la moitié septentrionale de la feuille Chinguetti. Il correspond en gros aux affleurements du Précambien supérieur de la série 1 (tabl. I). Vers le Nord-Est, il englobe la base de la série 2 attribuée au sommet du Précambien supérieur. Large d'une centaine de kilomètres au Nord, le baten se rétrécit vers le Sud (30 km à la latitude d'Atar) et disparaît au débouché de l'Oued el Abiod où la série 2 repose directement sur le socle de l'Amsaga (fig. 8).

Cette "plaine" d'Atar est constituée d'une succession de petites falaises allongées NNE-SSW dont le talus, qui regarde vers l'Ouest, est en général argileux et le couronnement gréseux ou carbonaté. L'altitude moyenne de cet ensemble est voisine de 250 m (225 m à Atar) avec, dans toute la partie occidentale, une légère pente vers le SSW.

Le réseau hydrographique est partagé en deux. A l'Est les principaux oueds rejoignent la Sebkhia de Chemchane tandis que ceux de la moitié ouest rejoignent l'Oued Seguelil qui débouche, à Aïn el Ataya, sur la pénéplaine précambrienne de l'Amsaga.

La sebkhia de Chemchane est la plus vaste sebkhia de l'Adrar. Elle se situe au pied de la falaise du Dhar Chinguetti et est creusée dans des shales tendres du groupe de Bthaat Ergil

(tabl. I). Dans la zone qui nous intéresse, elle est alimentée sur sa rive occidentale par la Bathat Ntichedid, les oueds El Kebche, El Mentafa, Bou Kerch, Sbaeria et Ntid qui sont tous conséquents. Sur sa rive orientale, elle reçoit de très nombreux et très courts oueds obséquents qui descendent de la falaise (Dhar Chinguetti).

L'Oued Seguelil, subséquent sur la quasi-totalité de son cours, est formé à Atar par la jonction des Oueds Tayaret, Ksar Torchane et Amder, tous trois subséquents. Ce dernier, très important, est lui-même formé par les Oueds Tawaz, Touiderguilt et la Bathat Tifounke. Entre Atar et son débouché sur le socle, l'Oued Seguelil reçoit sur sa rive gauche plusieurs oueds obséquents courts, issus de la falaise. A sa sortie de l'Adrar, c'est un oued puissant aux crues redoutables, probablement l'oued le plus important de toute la zone étudiée.

D'une façon générale le baten est très arrosé, la falaise, toute proche, entraînant une augmentation sensible du volume des précipitations.

En contre-bas de la plaine d'Atar, la pénéplaine de l'Amsaga, où affleure une série métamorphique et granitique rattachée au Précambrien inférieur, est à une altitude moyenne de 175 m avec une nette composante de la pente vers le SW (123 m à Akjoujt). Les roches les plus résistantes, granites, leptynites et gabbros, y forment des guebbs isolés ou des massifs qui peuvent atteindre une centaine de mètres de hauteur. Sous le Précambrien supérieur transgressif, le socle, qui forme les 2/3 inférieurs du tassili, est tendre et profondément altéré.

Selon S. Daveau (1967), et par comparaison avec ce que l'on connaît plus au Sud, la surface d'aplanissement de la plaine d'Atar (fig. 2) serait d'âge lutétien, la formation de la pénéplaine de l'Amsaga mio-pliocène.

b) La falaise

Elle sépare les plateaux du baten d'Atar au Nord-Est, et de la pénéplaine de l'Amsaga au Sud-Ouest. Haute de 300 à 500 m, c'est le trait majeur du relief de l'Adrar.

On peut y distinguer trois tronçons. Au Sud-Ouest, dans les Ibis, la falaise a un tracé simple et en gros rectiligne ; entre l'Oued el Abiod et l'Oued Amojiar, son relief se complique, des oueds subséquents et obséquents isolant, à son pied, une succession de buttes-témoins, massives, séparées par de profondes vallées encaissées et encombrées d'éboulis ; au Nord de l'Oued Amojiar, le long de la Sebkhah de Chemchane, elle retrouve son tracé simple du Sud, avec de très rares buttes-témoins.

Elle est en général couronnée par les grès-quartzites fins de Chinguetti (O₁ ou CO₉) durs, à l'aspect ruiniforme. Cependant, dans son tronçon médian, une érosion importante a décapé le toit de nombreuses buttes qui sont alors coiffées par les grès-quartzites très fins feldspathiques de Serize (C₁₈ ou CO₇). Son talus argilo-gréseux, tendre, est formé par le groupe de Bthaat Ergil, rattaché au sommet du Précambrien supérieur, et la base de la série cambro-ordovicienne.

Le point culminant de l'Adrar se situe sur le rebord de cette falaise, à l'entrée de l'Oued Amojiar. C'est le petit piton du Taniagouri qui dépasse 800 m.

Cette falaise constitue un sérieux obstacle aux communications. Dans la zone étudiée, elle n'est franchissable qu'en quatre points : par l'Oued el Abiod, installé sur une grande faille ; par l'Oued Aguinjob, emprunté par une mauvaise piste permettant aux véhicules tout-terrain légers d'accéder à Oujeft ; par la passe chamelière de Serize ; et par l'Oued Amojiar où passe la piste qui relie Chinguetti à Atar.

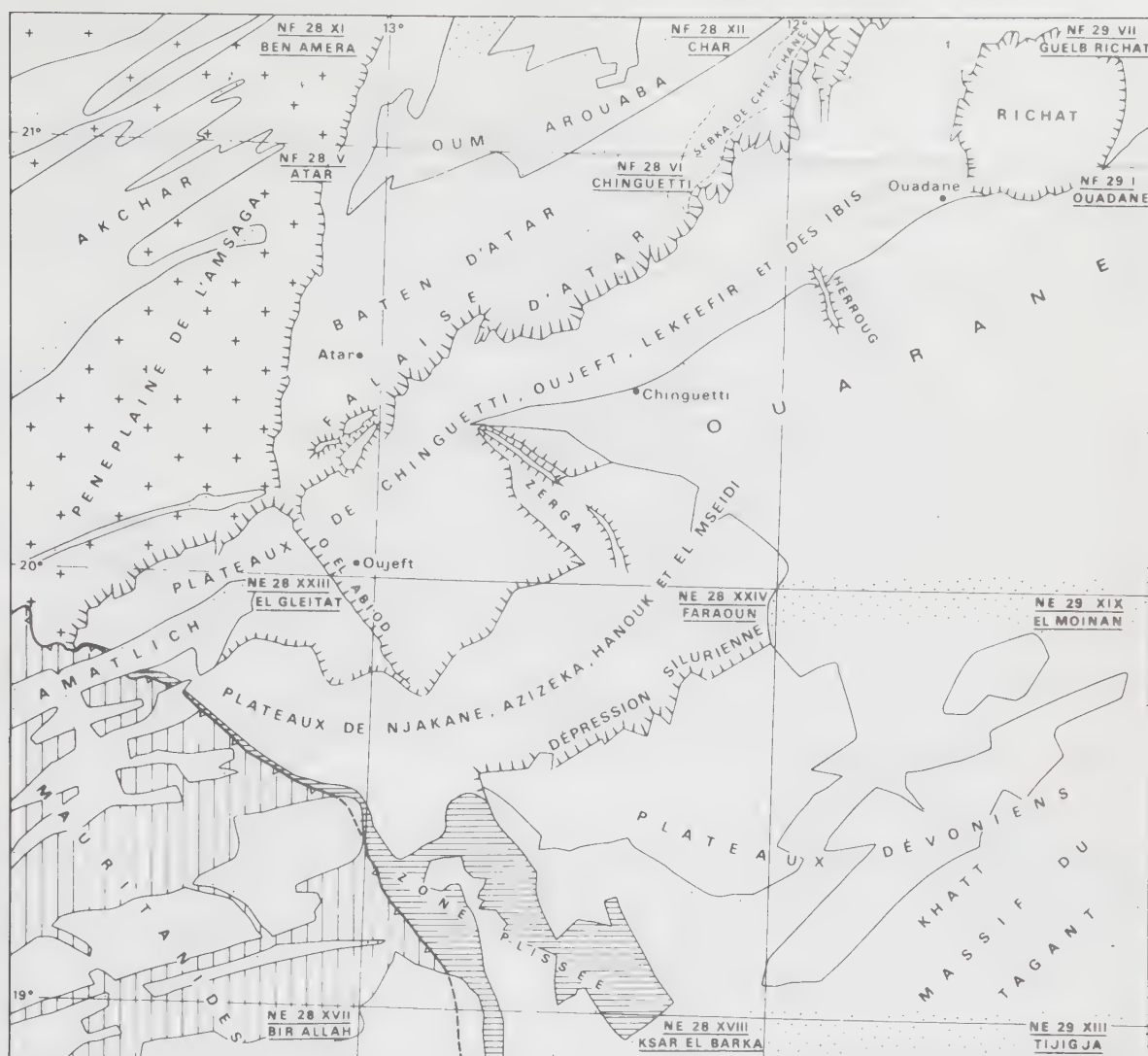


Figure 2 CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE SCHÉMATIQUE DE L'ADRAR DE MAURITANIE
NF 28 VI CHINGUETTI : fond planimétrique au 1/200000 publié par l'IGN

c) Les plateaux

Limités au Nord-Ouest par la falaise, ces plateaux plongent doucement vers le SE. Ils sont uniquement gréseux, mais ne correspondent pas à une entité stratigraphique simple puisqu'ils englobent des grès de la partie supérieure du "Cambro-Ordovicien" (série 2) et de la fin de l'Ordovicien (série 3).

Il est relativement difficile d'y individualiser des entités géographiques. Schématiquement on peut les subdiviser en trois unités allongées SW-NE, c'est-à-dire en gros parallèlement à la direction de la falaise (fig. 2).

- Les plateaux de Chinguetti, d'Oujeft, de Lekfefir et des Ibis bordent directement la falaise, constituant un ensemble assez homogène où affleurent des grès-quartzites blancs et des grès et grès-quartzites mauves feldspathiques plus tendres. Dans la partie orientale de la feuille Chinguetti, ces plateaux disparaissent sous le puissant massif dunaire de l'Ouarane ; au Sud-Est, ils sont en partie recouverts par les dunes de l'Amatlich. Trois accidents viennent troubler la tranquillité de ces plateaux. Au Nord-Est, à proximité de Ouadane, le dôme anticlinal des

Richat qui fait réapparaître en boutonnière les terrains du Précambrien supérieur (série 1) ; sur la feuille le Chinguetti l'avancée de grès massifs de Zerga qui, nous le verrons, représente un paléoesker de la fin de l'Ordovicien et, enfin, la profonde vallée obséquente de l'Oued el Abiod installée sur une zone fracturée.

- *La bande centrale de Njakane, Azizeka, Hanouk, El Mseidi* présente un relief chaotique morcelé qui est lié à l'hétérogénéité lithologique des "grès" de base, d'origine glaciaire, de la série 3 et à la présence, à leur mur, d'une discordance de ravinement. La zone d'Azizeka et d'Hanouk, très montagneuse et profondément découpée par des vallées encaissées, est difficile à pénétrer même pour les caravanes.

- *Les plateaux dévoniens de Tenemouj et Charania*, enfin, à l'extrémité sud-est de l'Adrar, s'annoient sous les dunes du Khatt qui séparent l'Adrar du Tagant. Le rebord occidental de ces plateaux est ourlé d'une dépression creusée dans les shales du Silurien et très nette dans la partie occidentale de la feuille Faraoun.

Si l'on excepte l'Oued el Abiod, les oueds de ces plateaux sont, soit subséquents, soit conséquents. Les oueds subséquents, El Hammam, Timinit, Nbeïka et Bathat Chinguetti, pour ne citer que les plus importants, sont fréquemment installés sur des zones fracturées. Les oueds conséquents ont un tracé régulier sur les plateaux dévoniens (Oued Chig) et sur les plateaux de Chinguetti et d'Oujeft (O. Agmomaj, cours supérieur de l'Oued Timinit) ; par contre, dans la zone montagneuse d'Azizeka et d'Hanouk, les oueds de Tibounkrine, de Bou Abboun et d'Hanouk ont un cours sinueux compliqué.

Selon S. Daveau (1967), la surface d'aplanissement des plateaux (fig. 2), riche en gravillons ferrugineux et qui supporte localement des résidus de cuirasses ferrugineuses, daterait du Crétacé. On ne possède pratiquement pas de données altimétriques sur cette surface d'aplanissement. A 800 m sur le bord de la falaise, elle n'est plus qu'à 500 m à Chinguetti et probablement à moins de 300 m dans la région de Charania.

d) La bordure sud-ouest plissée

Sur sa bordure sud-ouest, l'Adrar est chevauché par la chaîne plissée des Mauritanides. Ce chevauchement a individualisé dans les terrains sédimentaires une frange intensément tectonisée orientée NW-SE. Au Nord d'El Marfag cette zone plissée est étroite et surtout affectée par une tectonique cassante. Par contre, au Sud, sur la feuille Faraoun, cette zone plissée atteint une cinquantaine de kilomètres de large et est caractérisée par le développement de vastes structures synclinales, souvent partiellement ensablées, séparées par d'étroits anticlinaux pincés (style éjectif).

Le contact entre la zone plissée et la chaîne des Mauritanides a deux aspects bien différents. Au Nord, sur la feuille El Gleïtat, la bordure de la chaîne est occupée par de grands regs qui viennent buter contre les hauts reliefs et les falaises de la zone plissée. Le plongement des terrains sédimentaires, sous les calcaires bréchiques qui constituent la semelle des Mauritanides, est très brutal (J.-P. Lécorché et J. Sougy, 1969). Par contre, au Sud, dans la région d'El Ahguid, la troncature du synclinal à coeur dévonien par les Mauritanides ne se marque par aucun accident topographique notoire.

L'Adrar se présente donc comme la terminaison de hauts plateaux au relief étonnamment jeune. On peut y distinguer deux grandes surfaces d'aplanissement, celle du baten d'Atar, et

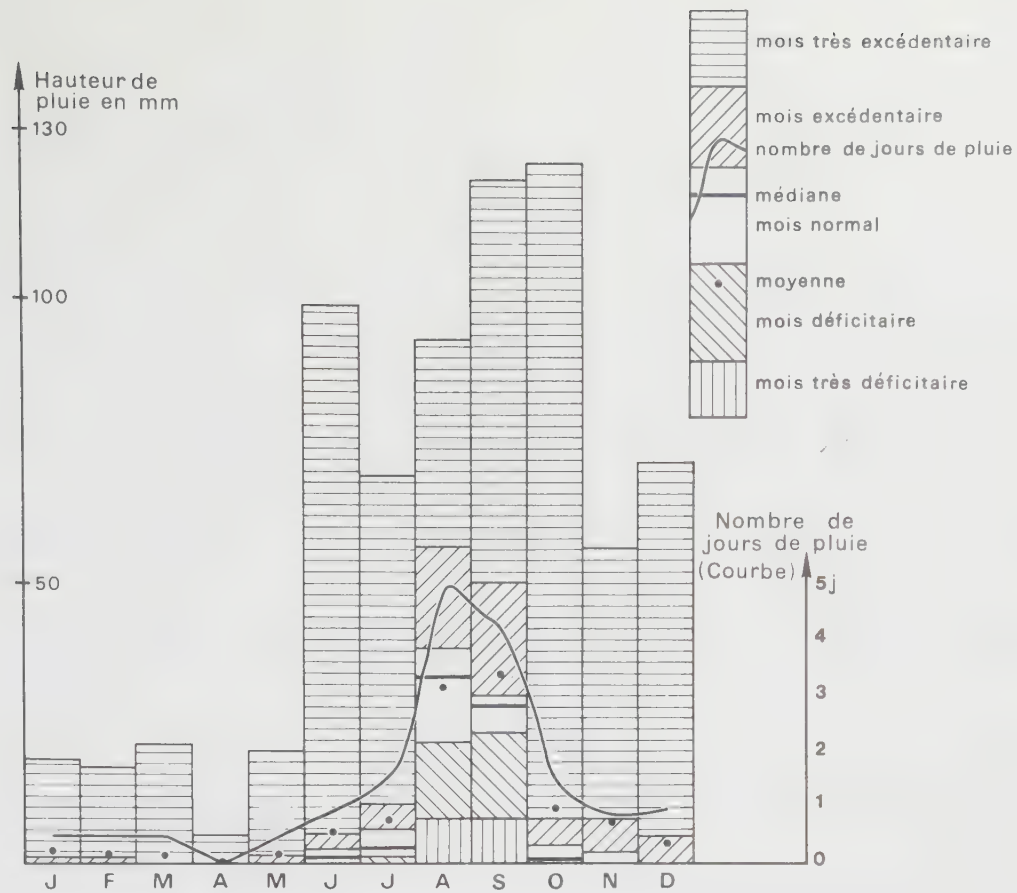


Figure 3 : Station météorologique d'Atar : variations pluviométriques mensuelles
(période de référence 1926-1965)

d'après R. TROMPETTE (1966)

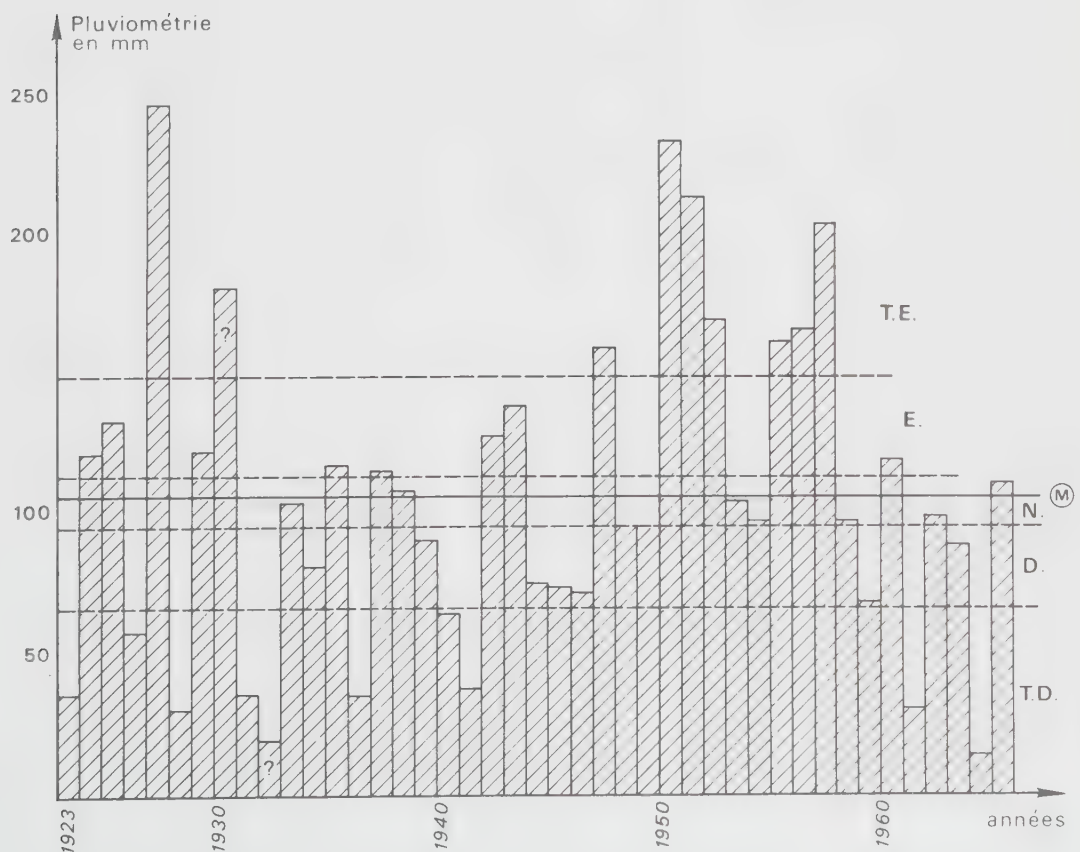


Figure 4 : Station météorologique d'Atar : variations pluviométriques interannuelles
T.E; très excédentaire ; E:excédentaire ; N: normal ; D:déficitaire ; T.D:très déficitaire
(M) :moyenne
d'après R. TROMPETTE (1966)

celle, plus ancienne, des plateaux qui s'abaisse doucement vers le Sud (fig. 2).

2) Climatologie

L'Adrar de Mauritanie a un climat de type saharien atténué qui est sous la dépendance de deux zones de hautes pressions : l'anticyclone des Açores sur l'Atlantique nord et l'anticyclone de Ste-Hélène sur l'Atlantique sud.

Les seuls renseignements climatologiques précis sont fournis par les stations météorologiques d'Atar et de Chinguetti en service, respectivement, depuis 1923 et 1932.

D'une façon schématique, on peut distinguer une saison fraîche, de novembre à mars, avec une température minimale moyenne voisine de 15° et une température maximale moyenne de 30° d'une part, une saison chaude, de juin à septembre, avec une température minimale moyenne de 26° et une température maximale moyenne supérieure à 41° d'autre part. Le maximum absolu est de 48°C en août, le minimum de 4° en janvier.

Les vents les plus forts sont originaires du NE, parfois du Nord. C'est l'harmattan, engendré par les hautes pressions qui stationnent sur le Sahara. C'est un vent sec, froid l'hiver et chaud l'été.

En Adrar de Mauritanie, il pleut essentiellement en août et septembre (fig. 3). Ces précipitations sont originaires du Golfe de Guinée et sont liées à l'avancée du front de la mousson vers le Nord. Ces pluies de mousson, très violentes, sont de courte durée et le plus souvent très localisées. C'est ainsi par exemple que le 29 septembre 1955 on a enregistré, à Ksar Torchane, une averse exceptionnelle de 51,2 mm alors qu'à Atar, distant de 19 km, il ne pleuvait que 8 mm et qu'à Hamdoun, situé à 43 km au Sud, il ne pleuvait pas.

A côté des pluies de mousson, certaines années privilégiées, il peut pleuvoir durant la saison fraîche. Ces pluies sont en général liées au passage de fronts froids venant du Nord. Elles sont fines, régulières, intéressent de vastes étendues, mais sont en général peu abondantes. Cependant, certaines années, elles peuvent rivaliser en importance avec les pluies de mousson. C'est ainsi qu'il est tombé à Atar 71 mm d'eau en décembre 1956 et 31 mm en décembre 1957.

La moyenne annuelle, calculée sur la période 1923-1965, est, à Atar, de 107 mm pour 17 jours de pluie (fig. 4). Le maximum absolu est de 247 mm pour 22 jours de pluie en 1927, le minimum de 14,5 mm pour 12 jours en 1969, soit un écart absolu de 232,5 mm qui représente plus du double de la moyenne. A Chinguetti la pluviométrie moyenne pour la période 1932-1964 est de 62 mm pour 10 jours de pluie. La comparaison des pluviométries d'Atar et de Chinguetti montre nettement l'influence de la falaise qui accroît très sensiblement le volume des précipitations sur le baten d'Atar et sur la bordure orientale de l'Amsaga.

En fait, l'importance des écarts absolus rend les notions de moyennes de précipitation mensuelle ou annuelle peu significatives. Aussi y avons-nous associé (fig. 3 et 4) les notions de mois et d'année normaux, déficitaires, très déficitaires, excédentaires et très excédentaires obtenues en subdivisant en quintiles les 40 dernières années d'observation. Ces données, qui minimisent l'influence des extrêmes, rendent mieux compte de la réalité.

L'étude des variations pluviométriques interannuelles (fig. 4) montre qu'il n'existe pas de variations cycliques, mais une alternance dans la succession des périodes sèches et humides. C'est ainsi que la période 1947-1957 est très nettement excédentaire. Cet excédent est dû à une prolongation de la saison des pluies jusqu'en novembre et à un accroissement sensible de l'inten-

sité et de la durée des averses, le nombre de jours de pluie ne variant pas sensiblement.

Pour obtenir des données climatologiques plus précises, le lecteur pourra se reporter à notre étude hydrogéologique de la région d'Atar (R. Trompette, 1966).

3) Végétation et faune

Comparé aux régions avoisinantes, l'Adrar apparaît comme un îlot de verdure. La végétation se concentre dans les oueds qui collectent les eaux de ruissellement.

Le cram-cram, *Cenchrus biflorus* (appelé initi par les Mauritaniens), dont l'apparition marque, selon certains géographes, la limite entre le Sahara et la zone sahélienne, est absent en Adrar excepté dans de rares oueds de la feuille Faraoun (Oued Akkadenach).

Parmi les arbustes, les acacias, *Acacia seyal* (tamat) et *Acacia raddiana* (talha) dominent. La plante la plus commune est une graminée formant des touffes, *Panicum turgidum* (morkba).

Sur les regs et les plateaux, à côté des acacias, la flore arbustive est composée de teichot, *Balanites aegyptiaca* (dont le bois très dur est utilisé par les forgerons pour la confection de selles, de piquets de tente), d'atit, *Maerua crassifolia* et de jdari, *Rhus tripartitum*. L'ifernane, *Euphorbia balsamifera*, se cantonne surtout sur les plateaux calcaires.

Dans les oueds et les graras, la végétation est essentiellement formée de tourje, *Calotropis procera*, de titarik, *Leptadenia pyrotechnica* et de jerjir, *Schowwia purpurea*, crucifère d'un vert tendre, à fleur mauve, riche en eau. C'est un excellent pâturage temporaire pour les ovins, caprins et camelins.

Dans les sebkhas dominent les *Tamarix* (tarfaï) associés à un peu d'askaf, *Nucularia per-rini*. C'est un excellent pâturage pour les chameaux qui, à l'approche de la saison chaude, viennent y faire provision de sel. Le sbot, *Aristida pungens*, utilisé pour la confection de nattes et de paniers, se cantonne dans les massifs dunaires où, à la saison chaude, viennent se réfugier les troupeaux.

Les pâturages de l'Adrar sont satisfaisants pour les caprins et les ovins, par contre ils conviennent mal aux camelins qui préfèrent ceux de la dorsale réguibat où, les bonnes années, poussent en abondance l'askaf et, dans les parties ensablées, le hadh, *Cornulaca monacantha*.

Les principaux oueds de l'Adrar abritent des palmiers-dattiers, *Phoenix dactylifera*, le plus souvent mal ou non entretenus. A proximité des villes (Atar, Chinguetti, Oujeft), on cultive dans les palmeraies quelques légumes et du blé. Les années pluvieuses du mil et des pastèques (foundi) sont semés dans les graras inondées par les crues.

La faune de l'Adrar est relativement pauvre. Les gerboises, *Jaculus jaculus*, les gerbilles, *Meriones crassus*, les rats, les souris et les lièvres, de la taille d'un lapin d'Europe, sont abondants. La gazelle, *Gazella dorcas*, gracieuse antilope d'une quinzaine de kilogrammes, autrefois abondante en Adrar, s'est aujourd'hui réfugiée dans les zones sableuses périphériques où elle est moins chassée (Maqteir, Tamkarkart, Idjibiten). Le mouflon à manchettes, *Ammotragus lervia*, en voie de disparition, cherche asile dans les massifs montagneux d'Azizeka et dans les Ibis. Le chacal, le renard et le fennec, *Fennecus zerda*, petit renard ocre, vivant dans les dunes et d'une rapidité proverbiale, sont abondants. La hyène rayée, *Hyaena hyaena*, le guépard, *Acinonyx jubatus* sont très rares. Dans les éboulis rocheux proches des palmeraies vit le daman

des rochers, *Procavia ruficeps*.

Les sauriens, rares, sont représentés par le fouette queue, *Uromastix acanthinurus*, et le varan ou gueule tapée, *Varanus griseus*, que l'on rencontre surtout dans l'Amsaga. Les scorpions et les serpents sont peu nombreux. Parmi ces derniers les vipéridés, *Cerastes cerastes* et *Cerastes vipera* sont les mieux représentés. Un naja a été vu au Tamkarkart.

Parmi les oiseaux, la petite outarde blanche, *Chlamydotis undulata*, dans les zones de dunes, les gangas, *Pterocles coronatus*, sorte de perdrix que l'on trouve chaque matin réunies autour des mares, sont nombreuses. Autour des points d'eau et des palmeraies les pigeons, les tourterelles, les passereaux, les hirondelles, les corbeaux et les rapaces abondent. Enfin l'autruche a déserté l'Adrar ; on la trouve très exceptionnellement sur les regs de l'Amsaga, notamment au pied de la falaise des Ibis.

Tout ce monde animal a une activité essentiellement nocturne ; le jour il se protège des ardeurs du soleil en se réfugiant dans des terriers, dans les anfractuosités des rochers, à l'abri des arbustes.

4) Les populations et la vie économique

La région étudiée fait partie du cercle administratif de l'Adrar dont le chef-lieu est Atar. Elle compte environ une trentaine de milliers d'habitants soit un peu plus de un habitant au km². Ces habitants sont, pour la plupart, en voie de sédentarisation et ne nomadisent que sur de très courtes distances.

Atar, autrefois une des villes les plus prospères de Mauritanie, a vu, ces dernières années, son activité décroître du fait de l'arrêt du commerce avec le Maroc, du départ des troupes françaises et du développement des deux centres miniers voisins de Fort Gouraud et d'Akjoujt qui drainent une bonne partie de la population de l'Adrar. Les autres villes sont Chinguetti, autrefois la capitale de la Mauritanie qui s'appelait alors le "pays de Chinguetti", Quadane, Oujeft, Tawaz et Ksar Torchane où vivent quelques centaines de sédentaires chargés de l'entretien et de l'irrigation des palmeraies.

La population appartient à une quinzaine de tribus (fig. 5) qui se répartissent en quatre grandes castes : les hassanes ou guerriers, les marabouts ou gens de religion, les tributaires et les haratines. Cette subdivision en classes, qui actuellement tend à s'estomper, est le résultat de l'histoire de la Mauritanie que l'on peut faire débiter autour du IX^e siècle avec l'arrivée des Berbères Senhadja qui trouvent en Adrar une population clairsemée, plus ou moins mythique, mal connue, les Bafours qui, selon certains auteurs, seraient des noirs. Certaines très vieilles palmeraies comme celles d'Azougui et d'Agueni auraient été créées par ces populations bafours.

Les Berbères Senhadja constituent donc la première population importante de l'Adrar au sein de laquelle des luttes intestines vont amener la création d'une caste de guerriers et d'une caste de marabouts. On attribue à ces Berbères l'édification des "tombes pré-islamiques" constructions en pierres plates, longues de quelques mètres, souvent circulaires, hautes d'un mètre environ et dont certaines possèdent une porte latérale.

Au XV^e siècle les Arabes ne conquièrent l'Adrar, véritable forteresse naturelle, qu'au prix de luttes acharnées. Pour redorer leur blason, les tribus berbères vaincues vont s'inventer des ancêtres arabes, ce qui explique que la quasi totalité des mauritaniens de l'Adrar se dit aujourd'hui de descendance arabe.

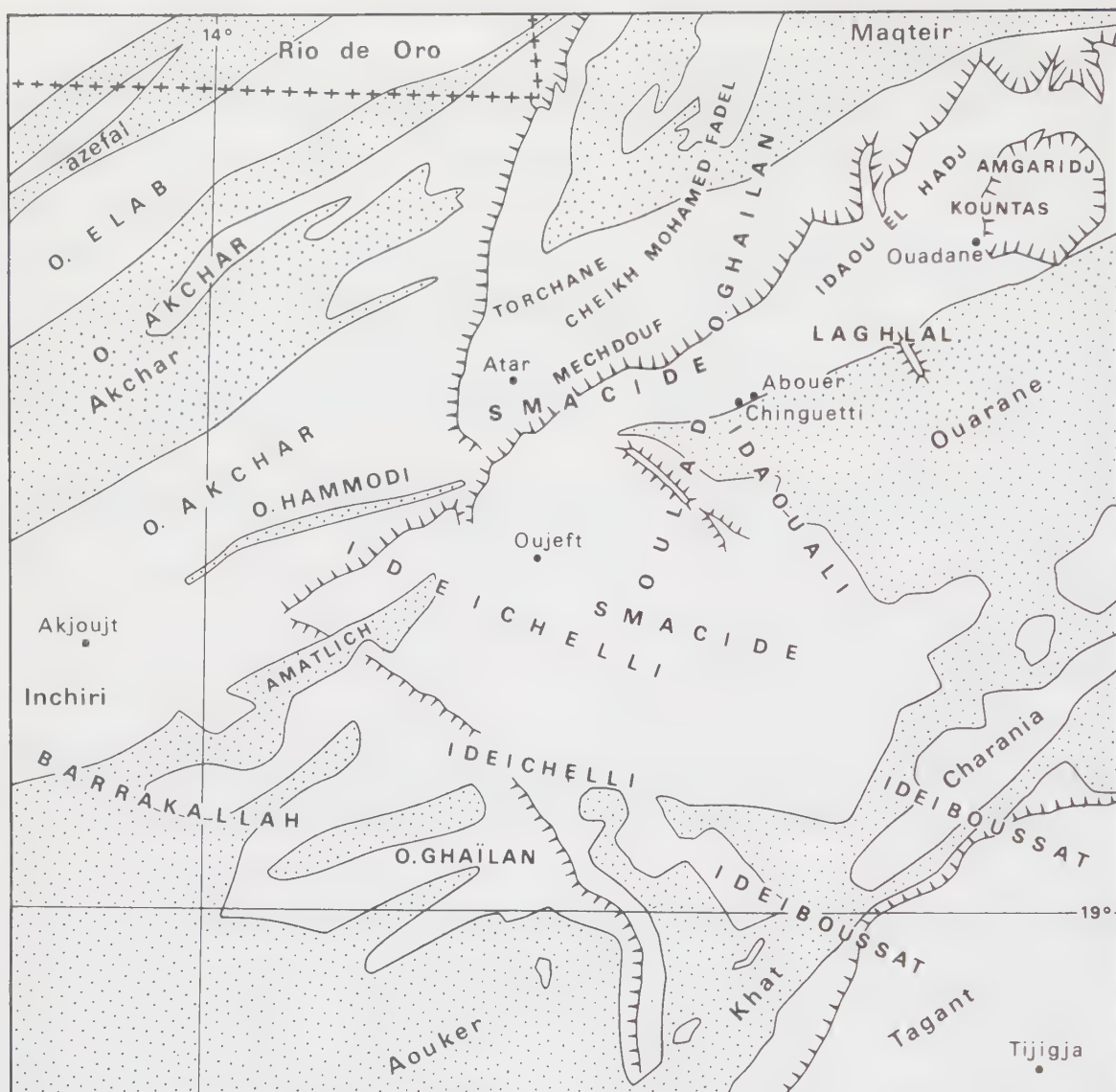


Figure 5 : Les principales tribus de l'Adrar mauritanien ; inspiré des travaux du Capitaine HUGUET (1927)
[seul le nom des tribus est écrit en majuscules]

a) Les hassanes

Ce sont en général des Arabes et des guerriers, mais ce terme est appliqué à des tribus dont l'ascendance arabe est contestée. De plus quelques groupes d'Arabes ont abandonné le métier des armes pour devenir les disciples de marabouts.

Les Oulad Ghaïlan, hassanes douteux, ont joué un rôle important dans l'histoire de l'Adrar. Restés nomades, fuyant volontiers les villes, ils s'adaptent difficilement au nouveau mode de vie et, de ce fait, voient leur influence décroître. L'émir de l'Adrar, dont le titre est actuellement devenu surtout honorifique, est choisi parmi les Oulad Hammoni, tribu numériquement peu importante. Enfin les Oulad Akchar et les Oulad Elab nomadisent en marge de l'Adrar dans l'Inchiri, l'Amsaga, le Tasiast et le Rio de Oro.

b) Les marabouts

Ils sont en majorité d'origine berbère et ont été tour à tour sous la coupe des guerriers

berbères (Ideichelli) et des guerriers arabes.

On peut distinguer les marabouts du soleil ne payant pas tribut, ce sont les Ideiboussat, surtout nombreux au Tagant, et les Barrakallah qui gravitent dans l'Inchiri autour d'Akjoujt, et les marabouts de l'ombre, de loin les plus nombreux, formés des Idaouali, des Laghlal et des Smacide.

Au X^e siècle environ les Idaouali fondèrent Abouer la future Chinguetti, puis une partie émigra au Tagant et fonda Tigigja. Les Laghlal fondèrent l'actuelle Chinguetti qui devint rapidement l'une des sept villes saintes de l'Islam et un centre de commerce prospère où les caravanes venues du Sud prenaient livraison du sel exploité dans la Sebkha d'Idjil. Enfin, la tribu des Smacide, aujourd'hui l'une des plus puissantes de l'Adrar, d'abord sédentarisée à Abouer avec les Idaouali et les Laghlal, se sépara de ceux-ci, se scindant en deux fractions qui vinrent fonder Atar et Oujeft.

Pour finir, il nous faut dire un mot des Idaou el Hadj fixés à proximité de Chinguetti et des Kounta de Quadane, marabouts guerriers qui furent longtemps de farouches adversaires.

c) Les tributaires

Ce sont en majorité des Berbères. Les Ideichelli constituent avec les Oulad Ghaïlan et les Smacide les trois plus importantes tribus de l'Adrar. Ce sont des Berbères qui, plus ou moins mélangés avec les populations bafours, furent, avant les invasions arabes, les maîtres de l'Adrar. Les Torchane et les Mechdouf ont une importance moindre. A ces tributaires guerriers, il convient d'ajouter les Amgaridj, tributaires marabouts nomadisant à proximité de Quadane.

d) Les haratines

Ce sont des noirs descendants d'esclaves affranchis, de Bafours (?) et surtout de populations ramenées par les expéditions au Soudan et sur le fleuve Sénégal. Souvent incapables de vivre seuls, ils nomadisent aux côtés de leurs anciens maîtres.

A côté de ces tribus, il faut mentionner les disciples du marabout Cheikh Mohamed Fadel qui nomadisent au Nord du baten d'Atar et dans la Maqteir. Enfin la population d'Atar est très mélangée, notamment avec des Reguibat, originaires du Nord de la Mauritanie et des commerçants Tekna originaires de Goulimine.

Si nous remontons plus loin dans le passé, l'abondance des restes d'industrie néolithique et, à un moindre degré, paléolithique, indique que l'Adrar a été peuplé depuis fort longtemps.

Les deux principales ressources de l'Adrar sont les dattes et le cheptel ovin et caprin. L'Adrar renferme une centaine de palmeraies d'inégale importance, regroupant environ 400.000 palmiers-dattiers. La culture y est extensive et, à l'exception de quelques grandes palmeraies, le dattier n'est ni irrigué, ni entretenu. Dans ces conditions les rendements sont médiocres, environ 10 kg par arbre (R. Bouchet, 1959), alors que dans les palmeraies expérimentales ils approchent, et même dépassent, 100 kg par arbre (P. Munier, 1955). La production de l'Adrar est donc, bon an mal an, d'environ 4.000 t en majeure partie consommée sur place. Les deux variétés les plus répandues sont la ahmar rouge et molle et la tijib jaune. La palmeraie de Quadane est célèbre pour ses sequani qui sont comparables aux meilleures variétés nord-africaines. Pendant la récolte des dattes (guetna), en juillet et août, de nombreux voyageurs originaires d'Akjoujt, de

Fort Gouraud, de Nouakchott et du fleuve Sénégal affluent en Adrar dont la population fait plus que doubler. Pour beaucoup de ces voyageurs la guetna est une véritable cure, les dattes fraîches étant réputées posséder de multiples vertus médicales. C'est aussi à cette époque, quand la quasi-totalité des membres de la tribu se regroupe, que se concluent les mariages, que se règlent les différends.

A côté des dattes, l'Adrar produit un peu de mil et quelques tonnes de pastèques et de haricots.

Le cheptel ovin, et surtout caprin, est relativement important ; mais les produits de cet élevage restent peu commercialisés.

Si l'on excepte les dattes, dont quelques dizaines de tonnes sont exportées vers le Sud du pays et le Sénégal, l'Adrar doit importer la majorité de ses produits de consommation (mil, blé, huile, thé, sucre). Ces produits sont transportés soit par caravane de dromadaires, soit, de plus en plus, par la piste nord-sud qui relie le Sénégal au Maroc et qui, par l'intermédiaire du chemin de fer évacuant le minerai de fer de Fort Gouraud, permet d'accéder à Port Etienne. Jusqu'à ces dernières années, les échanges commerciaux se faisaient surtout avec le Maroc d'où arrivaient le thé, le sucre et les tapis. La fermeture de la frontière marocaine et la création de ports à Nouakchott et à Port Etienne ont entraîné un renversement des échanges commerciaux. Atar y a perdu son rôle de plaque tournante commerciale. Il y subsiste actuellement un petit commerce de sel qui, amené par camion d'Idjil à Atar ou à Chinguetti, est transporté par caravane dans le SE mauritanien et au Mali.

Ces dernières années des initiatives locales, encouragées par les autorités administratives, ont permis d'ouvrir aux véhicules tout-terrain légers plusieurs pistes secondaires qui contribuent à faire sortir l'Adrar de son isolement.

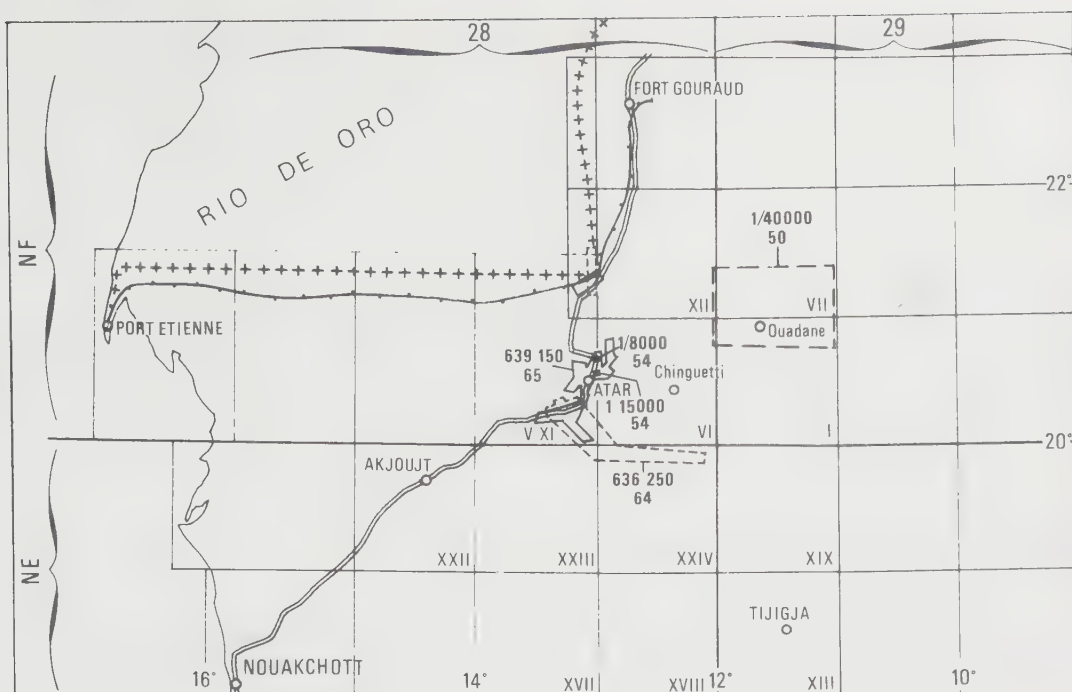
5) La documentation géographique

La région étudiée est entièrement couverte par les cartes topographiques au 1/200.000 éditées par l'Institut Géographique National français (I.G.N.). Ces fonds planimétriques sont établis à partir de la couverture photographique aérienne ; ce sont (fig. 2 et 6) :

Atar NF 28 V	El Gleïtat NE 28 XXIII
Ben Amara NF 28 XI	Faraoun NE 28 XXIV
Chinguetti NF 28 VI	El Moïnan NE 29 XIX
Quadane NF 29 I	

Ces sept feuilles sont complétées au Nord par la frange méridionale des feuilles Char NF 28 XII, Guelb Richat NF 29 VII et au Sud par la frange septentrionale des feuilles Ksar el Barka NE 28 XVIII et Tijigja NE 29 XIII.

Ces cartes appartiennent à deux séries. Les plus anciennes, Atar et Chinguetti, sont des "croquis des régions sahariennes" qui étaient destinés à l'origine, à servir à l'établissement d'une carte au 1/500.000. Bien que schématiques, elles sont pour le géologue un bon outil de travail. Les plus récentes, Ksar el Barka, El Moïnan et Guelb Richat, appartiennent à la série "type région désertique" qui comporte une topographie détaillée et une représentation schématique de la couverture végétale. Elles sont excellentes, cependant la profusion des détails masque souvent en partie les lignes majeures de la morphologie, qui apparaissent moins bien que dans les simples "croquis des régions sahariennes".



La couverture photographique aérienne de l'Adrar de Mauritanie



Figure 6

Enfin, l'I.G.N. a publié, en 1952, une excellente carte topographique au 1/80.000 environ des Richat, dressée à partir d'une mosaïque de photographies aériennes. Chose exceptionnelle pour cette région, cette carte est en courbes de niveau.

En plus de ces fonds planimétriques, on possède une couverture complète de photographies aériennes verticales à l'échelle du 1/50.000 environ, effectuée entre 1952 et 1961 par l'I.G.N. Ces photographies, d'excellente qualité, constituent le document de base du géologue sur le terrain.

Pour des travaux détaillés, plusieurs missions photographiques ont été effectuées notamment sur la bordure occidentale de l'Adrar à proximité d'Atar (fig. 6) :

- la mission 639-150 au 1/15.000 réalisée en 1965 à la demande du Ministère du Génie Rural dans le but d'étudier en détail les principales palmeraies des environs d'Atar. Cette mission comprend 535 photographies couvrant l'Oued Seguelil et ses principaux affluents, l'Oued el Abiod jusqu'à Tougad et la plaine alluviale du Yagref. Ces prises de vue ont servi à dresser une série de cartes topographiques sommaires au 1/15.000.
- deux petites missions, faites en 1954, ne comportant que quelques photographies. Elles intéressent deux zones, l'une située immédiatement au Nord d'Atar (échelle 1/15.000) et l'autre à proximité de Ksar Torchane (échelle 1/8.000).
- une mission 350-130 au 1/13.000, exécutée en 1960, à proximité de Choum et destinée à choisir le tracé du tunnel devant permettre au chemin de fer d'évacuer le minerai de fer de Fort Gouraud en évitant le territoire du Rio de Oro.

- une mission 636-250 au 1/25.000, datant de 1964, et couvrant l'Oued el Abiod, ses bordures et toute la frange nord de la feuille au 1/200.000 Faraoun.
- enfin une mission au 1/40.000, réalisée en 1950, sur le Nord de la feuille Quadane et sur le Sud de la feuille Guelb Richat et dont les photographies ont servi à l'établissement de la carte au 1/80.000 du Richat.

B - LE CADRE GEOLOGIQUE

Nous décrirons d'abord, sommairement, les grands ensembles de l'Afrique de l'Ouest, puis, de façon plus détaillée, l'Adrar de Mauritanie dans son contexte géologique. Toutefois, avant d'entamer cette description, il nous faut aborder rapidement le problème de la limite Précambrien-Cambrien.

1) La limite du Précambrien et du Cambrien

Le problème de la limite entre Précambrien et Cambrien a fait l'objet de nombreuses discussions et publications contradictoires qui ont abouti à la création de nouveaux termes comme Infracambrien et Eocambrien, sans que pour cela une solution acceptable ait été trouvée.

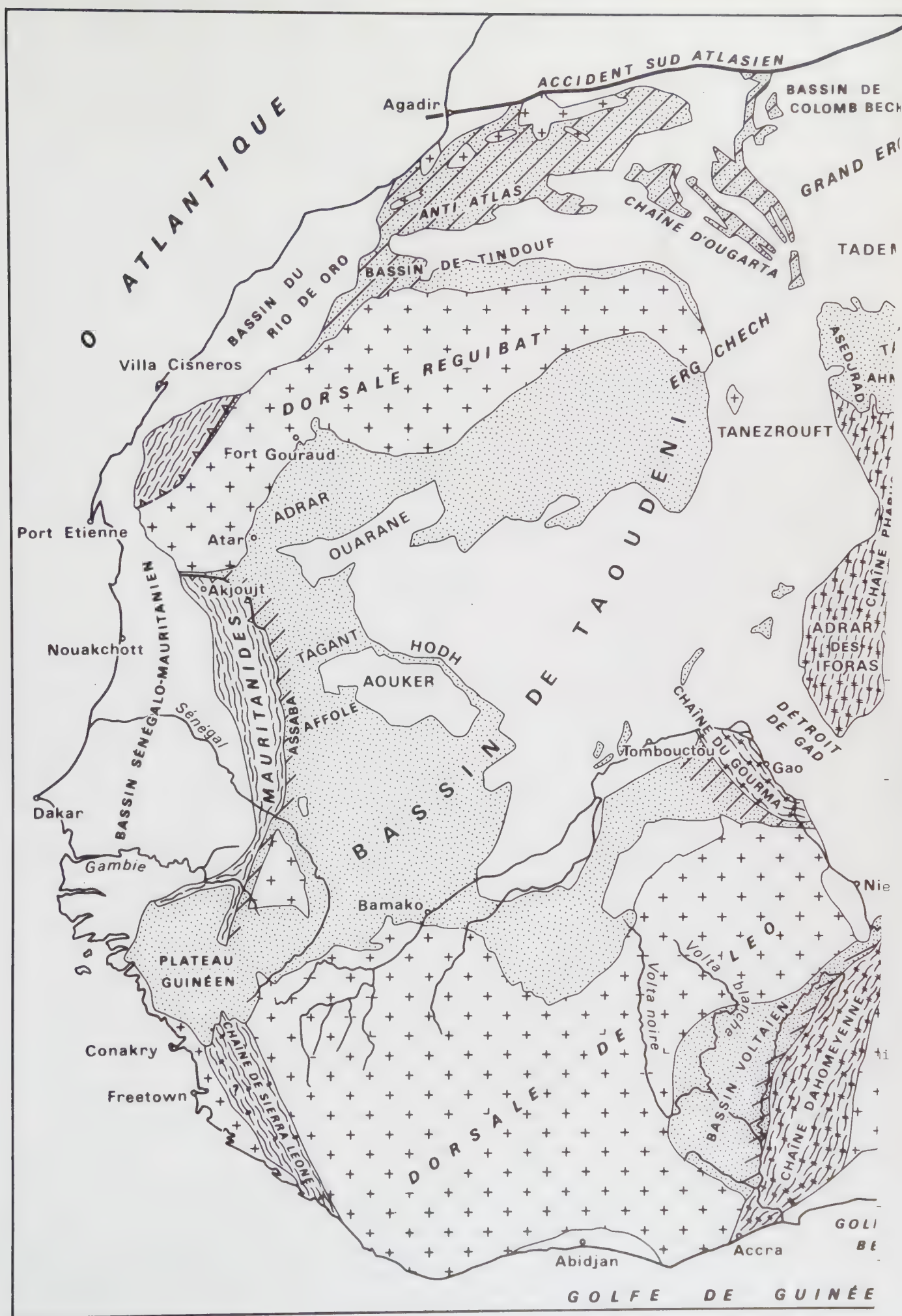
Le terme d'"Infra-Cambrien" a été créé en 1949 par N. Menchikoff, puis repris et illustré par P. Pruvost (1951). Ces auteurs rangent dans l'Infra-Cambrien, ou Infracambrien, des séries qui, antérieures à la base du Géorgien défini par la biozone à *Olenellus*, sont cependant nettement séparées du socle précambrien par une discordance majeure. Ces séries, lithologiquement variées, sont souvent concordantes sous le Cambrien inférieur. Sous cette appellation, N. Menchikoff (1949 et 1958) range les séries carbonatées, souvent à Stromatolites, et les séries détritiques qui, dans le Sud du Maroc, en Algérie et dans le Nord de la Mauritanie, forment la partie inférieure du bassin de Taoudeni et du flanc nord du bassin de Tindouf.

En fait, la création du terme Infracambrien ne faisait que traduire la répugnance des géologues français à placer dans le Précambrien des séries franchement sédimentaires. Pour ces auteurs, la notion de Précambrien était liée, plus ou moins consciemment, à celle de socle.

Le terme d'Eocambrien, ou aurore du Cambrien, a été créé par les géologues scandinaves pour désigner les formations débutant par une série glaciaire, par exemple en Norvège la série de Varanger (N. Spjeldnaes, 1964), et se terminant avec l'arrivée de la faune à *Olenellus*. L'Eocambrien est alors rangé dans le Cambrien.

En fait ces deux termes sont employés avec des acceptions bien différentes par les divers géologues étudiant le Précambrien et le Paléozoïque :

- le terme Eocambrien est souvent utilisé au sens de partie supérieure du Précambrien supérieur ;
- le terme Infracambrien n'est employé que par les géologues francophones ; il est presque totalement ignoré des anglophones. De plus ses limites sont mal définies. A la suite de la découverte de Trilobites sous la faune à *Olenellus*, la base du Cambrien a été fixée à la zone à *Fallotaspis*. Quant à la limite inférieure, si l'on admet qu'il s'agit de la coupure majeure socle-couverture, on peut, dans certains pays, reculer très loin dans le temps la base de l'Infracambrien. Ainsi, en Australie, dans la région d'Adelaïde, l'intervalle de temps, 570 MA (base du Cambrien) - 2 300 MA environ, est occupé par une *série sédimentaire* à intercalations de roches éruptives.



Il paraît donc souhaitable de suivre les propositions de K. Rankama (1970 a et b) et d'abandonner progressivement l'usage des termes Infracambrien et Eocambrien, mal définis, pour ne plus parler que de Cambrien et de Précambrien, étant entendu que le Précambrien, et notamment le Précambrien supérieur, peut souvent être sédimentaire.

Ces propositions sont difficiles à appliquer à l'Adrar de Mauritanie où l'on manque de repères chronostratigraphiques, et où le premier niveau paléontologiquement daté, et encore avec doute, se situe à la limite Cambrien-Ordovicien. Cette difficulté peut être tournée en utilisant le repère constitué par la tillite des Jbeliat (C₁₂ de Th. Monod, 1952, ou CO₁). A titre d'hypothèse, nous admettons que cette glaciation est l'équivalent de la grande glaciation connue, en de nombreux points du globe, un peu en-dessous de la base du Cambrien. C'est cette glaciation qui, selon les auteurs, est attribuée à l'Infracambrien, à l'Eocambrien, ou au Précambrien supérieur. Nous aurons l'occasion, par la suite, d'apporter quelques arguments en faveur de cette hypothèse. En outre, lors de l'étude du groupe de Bthaat Ergil (série 2), nous verrons que cette glaciation est datée en plusieurs points du globe (U.R.S.S., Afrique du Sud, Scandinavie, Australie) d'environ 650 MA (entre 640 et 670 MA), c'est-à-dire du Précambrien supérieur.

En Adrar, le groupe de Bthaat Ergil, en grande partie glaciaire, sera rattaché à la partie terminale du Précambrien supérieur. Les autres attributions d'âge sont indiquées dans le tableau I et seront justifiées au long de ce travail.

2) Les grandes unités structurales de l'Ouest africain

La carte structurale de la figure 7 distingue quatre grands ensembles. Le socle ancien métamorphique et granitique ; les chaînes plissées pan-africaine (600 MA), calédonienne et hercynienne ; les bassins sédimentaires paléozoïques englobant souvent, à leur base, le Précambrien supérieur ; enfin les bassins récents du Mésozoïque à l'Actuel.

a) Le socle précambrien constitue quatre môles d'inégale importance. Ce sont, par ordre de superficie décroissante, *la dorsale de Léo* qui s'étend de Sierra Leone jusqu'au fleuve Niger, *la dorsale Réguibat* qui d'Akjoujt au Sud s'étend jusqu'à Grizim en Algérie et se prolonge, au Maroc, par les boutonnières de l'Anti-Atlas, *le massif de l'Ahaggar* avec ses satellites de l'Adrar des Iforas et de l'Aïr et enfin, au SE, *le bouclier nigérien* qui représente une apophyse de la grande dorsale précambrienne qui unit le golfe de Bénin aux grands lacs d'Afrique centrale.

D'une façon un peu schématique, ce socle est constitué de trois séries. Ainsi, dans la dorsale de Léo, on peut distinguer à la base des gneiss, des charnockites, des quartzites et quartzites ferrugineux, le tout granitisé, c'est le Dahomeyen des anciens auteurs dont l'âge est compris entre 3.000 et 2.500 MA. La partie médiane est constituée par le Birrimien, faciès géosynclinal où dominent des flyschs et des roches vertes ophiolitiques assez peu métamorphiques qui constituent l'ossature des principaux reliefs orientés SSW-NNE. Le sommet est formé par le Tarkwaïen volcano-sédimentaire que l'on considère comme une molasse peu métamorphique et très plissée.

b) Les bassins sédimentaires du Précambrien supérieur et du Paléozoïque sont au nombre de cinq. Ce sont : *le bassin de Taoudeni* qui est de beaucoup le plus vaste, *le bassin de Tindouf*, *le bassin voltaïen*, et les portions de bassins qui correspondent *aux tassilis du Sud de l'Ahaggar* et *aux tassilis du Nord de l'Ahaggar* qui, vers l'Est, se raccordent par le Djado aux tassilis ceinturant le massif du Tibesti (fig. 7).

Dans le bassin de Taoudeni, la partie sud-ouest du bassin de Tindouf et le bassin voltaïen, la succession stratigraphique débute par une série d'âge précambrien supérieur, parfois rattachée par les géologues francophones à l'Infracambrien et qui est localement riche en niveaux carbonatés à stromatolites. Sur la bordure nord-ouest du bassin de Taoudeni, cette série peut atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Dans les tassilis qui ceignent l'Ahaggar, ainsi que sur le flanc sud du bassin de Tindouf, c'est le Cambro-Ordovicien qui est directement transgressif sur le socle métamorphique. Si l'on excepte le bassin voltaïen, où la série stratigraphique semble s'arrêter avec le dépôt du Cambro-Ordovicien, dans tous les autres bassins elle comprend du Silurien, épais dans les tassilis, du Dévonien et du Carbonifère.

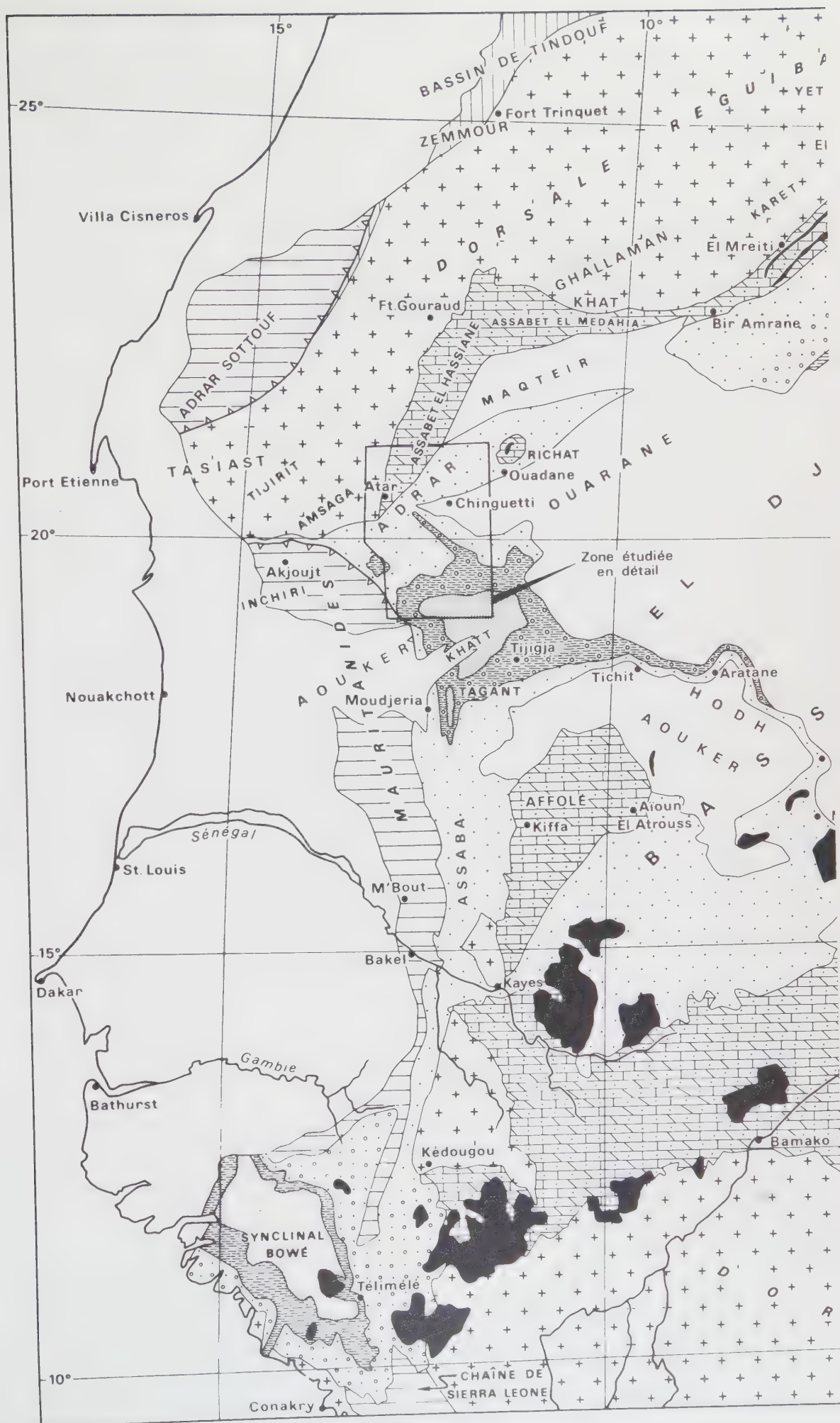
Dans la partie inférieure et moyenne de cette succession stratigraphique où les fossiles sont rares ou absents, les principales subdivisions s'opèrent à partir des niveaux glaciaires qui, pour le stratigraphe, jouent ainsi un rôle de fil conducteur. Dans le Précambrien supérieur plus ancien que 650 MA, les indices de phénomènes glaciaires ou périglaciaires, découverts à la base des groupes d'Atar et de l'Assabet el Hassiane, sont encore trop mal connus pour que l'on puisse les utiliser comme chronomarqueurs. Par contre, la tillite du sommet du Précambrien supérieur et celle de la fin de l'Ordovicien, qui s'étendent sur de vastes surfaces, constituent d'excellents niveaux repères.

En première approximation, l'architecture de ces bassins est simple. Sur les cartes géologiques ils dessinent, autour des mîles de socle, une succession d'auréoles emboîtées les unes dans les autres, les plus récentes se situant vers le centre du bassin. Les pendages sont toujours faibles, parfois inférieurs à 1°.

c) La rubrique "chaînes plissées" englobe une chaîne d'âge cadomien et une chaîne calédonno-hercynienne. La chaîne cadomienne ou panafricaine englobe du Sud au Nord, *la chaîne dahomeyenne*, qui chevauche le flanc oriental du bassin voltaïen, *la chaîne du Gourma* et *la chaîne pharusienne*, le tout constituant un alignement discontinu orienté en gros Nord-Sud et long de plus de 2.000 km qui, peut-être, se poursuit dans le Sud du Maroc. Dans l'Ahaggar la chaîne pharusienne comprend les portions d'un vieux socle et deux séries précambriennes plus jeunes (R. Caby, 1971) : à la base la série à Stromatolites gréso-carbonatée et au sommet la série verte volcano-sédimentaire. La série pourprée, rattachée au Cambrien, représente la molasse de la chaîne pharusienne plissée à 550 ou 600 Ma (orogénèse panafricaine de W. Kennedy, 1964).

La chaîne calédonno-hercynienne ou *Mauritanides* de J. Sougy (1962 et 1969) frange le bassin de Taoudeni sur son bord occidental, depuis la Sierra Leone au Sud jusqu'au Rio de Oro au Nord, soit sur environ 2.000 km. Du Nord du Rio de Oro à la région d'Akjoujt, elle est charriée d'Ouest en Est successivement sur la terminaison sud-ouest du bassin de Tindouf, sur le socle de la dorsale Réguibat et sur le bassin de Taoudeni. Dans toute cette partie septentrionale, la dernière phase de plissement est hercynienne, ce qui n'exclut pas d'autres orogénies plus anciennes. Par contre, au Sud de la Mauritanie, au Sénégal et en Sierra Leone, l'allochtonie de la chaîne n'a pas été démontrée et les études régionales la considèrent en général comme autochtone ou sub-autochtone, tout en mettant l'accent sur l'apparition de caractères géosynclinaux tels qu'un volcanisme ophiolitique. Au Sénégal, la branche orientale de la chaîne est probablement calédonienne ce qui semble indiquer que dans la partie méridionale se superposent une phase hercynienne et une phase calédonienne. L'existence de ces différentes phases de plissement est confirmée par les données de la géochronologie.

L'essentiel du matériel, en général épimétamorphique, est gréso-argileux et d'âge incennu.



Il voisine avec des affleurements de socle en fenêtres autochtones ou en écaillles allochtones, et avec des équivalents métamorphiques ou non des séries de la base du bassin de Taoudeni (Précambrien supérieur et Cambro-Ordovicien).

d) La couverture post-paléozoïque comprend d'une part le Secondaire et le Tertiaire qui constituent 4 grands bassins sédimentaires et d'autre part le Quaternaire présent un peu partout en Afrique occidentale. Trois des quatre bassins sédimentaires sont côtiers : ce sont, par ordre d'importance décroissante, le *bassin sénégal-mauritanien* qui se poursuit au *Rio de Oro*, le *bassin du Dahomey-Togo et du Nigéria* et enfin le petit *bassin de Côte d'Ivoire*. Le quatrième bassin est centré sur le *Niger* avec une excroissance en direction du NW qui masque, en partie, la bordure orientale du bassin de Taoudeni.

Dans les bassins côtiers, le Secondaire et le Tertiaire sont marins. Au Tertiaire, la sédimentation chimique domine avec des dépôts de calcaires de marnes, d'attapulгите et de phosphates de chaux. Par contre, les détritiques jouent un rôle plus important au Crétacé.

Dans le bassin intérieur du Niger, sur le Paléozoïque repose le Continental Intercalaire qui regroupe tous les terrains antérieurs au Sénonien et postérieurs au Carbonifère (le plus souvent on restreint le Continental Intercalaire au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur). Il y est essentiellement constitué de grès souvent grossiers et argiles bariolées, avec des bois silicifiés, des restes de Dinosaures et des dépôts d'analcimolites, auxquels se trouvent associés les gisements d'uranium actuellement en exploitation.

Le Continental Terminal qui, selon les auteurs, correspond soit au Pliocène, soit au Mio-Pliocène, est gréso-argileux (kaolinite) avec des passées marines soulignées notamment par des dépôts à glauconie. Dans le Nord de la Mauritanie, la formation appelée Hamada, gréso-calcaire, qui contient localement des faunes continentales de l'Aquitainien et du Villafranchien, est en partie contemporaine du Continental Terminal.

La sédimentation quaternaire est sous la dépendance des oscillations climatiques enregistrées sur l'ensemble du Sahara. Les périodes humides sont souvent marquées par des dépôts de calcaires lacustres et de diatomites, les périodes arides par des formations à dominante sableuse.

3) L'Adrar de Mauritanie dans son contexte régional (fig. 8)

Les grandes unités géologiques de l'Afrique occidentale mises en place, nous allons nous attacher à définir, un peu plus précisément, les grands ensembles affleurant dans, ou à proximité immédiate, de la région étudiée. Ces ensembles sont au nombre de quatre : le socle ou série de l'Amsaga, le bassin sédimentaire de Taoudeni, la série d'Akjoujt (s.l.) qui constitue une portion des Mauritanides, et enfin les dépôts récents, fine pellicule discontinue (fig. 8).

a) Le socle ou série de l'Amsaga

Les premières reconnaissances géologiques systématiques sont dues à A. Blanchot (1955). L'étude fondamentale de la série de l'Amsaga est celle de J. Barrère (1965 et 1969) complétée par les études de détail, à petite échelle, de R. Lille (1962) et de C. Clincks et M. Deynoux (1969).

J. Barrère (1965 et 1969) distingue dans le socle de l'Amsaga deux séries : la *série du Rag el Abiod*, où les paragenèses sont celles du faciès amphibolite à almandin et où les phénomènes de migmatisation sont très importants, et la *série de la Saouda* caractérisée par un métamorphisme de haute température et de pression moyenne (abondance de la cordiérite et absence du

disthène) avec des paragenèses du faciès granulite.

La *série de la Saouda* comprend de haut en bas :

- la formation de Ménérat - Rogouga, épaisse de 200 à 500 m, constituée d'alternances de cipolin, de quartzite ferrugineux et d'amphibolite. C'est probablement une ancienne série volcano-sédimentaire.
- la formation d'Aïdzidine, épaisse d'environ 800 m, formée de gneiss à sillimanite et de leptynite à grenat. C'est une ancienne série sédimentaire.
- la formation de Jamra, dont l'épaisseur est voisine de 3.000 m, presque uniquement formée de leptynite à grenat ; son origine est à rechercher dans une ancienne formation volcanique acide tuffacée, plutôt que dans une formation détritique arkosique.
- la formation de Bou Rhzama, constituée de gneiss à hypersthène avec intercalations de pyroxéno-amphibolite, le tout étant caractérisé par un faciès malgachitique. Cette formation charnockitique provient probablement du métamorphisme d'une ancienne série volcano-sédimentaire composée de roches quartzo-feldspathiques et de roches basiques qui, à l'origine, étaient intimement mélangées.

Cette série de la Saouda est en outre injectée de roches basiques concordantes ou recoupantes dont les bordures ont été transformées en amphibolite au cours du métamorphisme.

La *série du Rag el Abiod* est composée de roches migmatitiques à composition de granite, ou de granodiorite. Ces migmatites sont plissées tout comme la série métamorphique de la Saouda, ce qui implique que la migmatisation est antérieure ou (et) contemporaine de la phase de plissement. La foliation métamorphique, parallèle à la stratification originelle, est elle-même plissée ce qui montre que le métamorphisme est lui aussi antérieur ou (et) contemporain du plissement. En fait, migmatisation et métamorphisme ne sont que deux aspects d'un même phénomène.

La migmatisation se développe dans les zones faiblement plissées là où, du fait des faibles contraintes, la roche a pu conserver des teneurs en eau appréciables. Si les migmatites occupent une large place, par contre les granites, en massifs nettement individualisés, sont rares. Ces granites, qui recoupent les schistes cristallins, passent de façon continue aux migmatites ; ils peuvent être qualifiés de tardi-migmatitiques et ont probablement la même origine que les migmatites, à savoir la fusion d'un matériel quartzo-feldspathique qui, dans le cas des granites, deviendrait extrêmement mobile.

D'après les résultats des études géochronologiques de M. Bonhomme (1962) et de R. Giraudon et M. Vachette (1964), la série de l'Amsaga a été plissée aux environs de 2.500 à 2.600 Ma. Elle fait donc partie du Précambrien ancien ou Dahomeyen des anciens auteurs.

Plus au Nord, dans la dorsale Reguibat, les travaux de G. Rocci (1957) et J. Sougy (1960) aboutissent à la distinction de trois séries :

- à la base les séries du Ghallaman et de Chegga, équivalents possibles de la série de l'Amsaga, formées de leptynite, de gneiss, d'amphibolite et de cipolin. Ces séries sont intensément granitisées par des granites migmatitiques calco-alcalins.
- dans la partie médiane, la série d'Agueli Nebkha, constituée de grauwaque, de roches pyroclastiques, d'arkose, de séricitoschiste, de jaspe et de cipolin assez peu métamorphiques (épizone).
- au sommet la série d'Aïoun 'Abd el Malek, constituée d'arkose à galets, de tuf et lave rhyolitiques. Le métamorphisme, nul ou très léger, peut s'amplifier localement et donner naissance à de véritables leptynites.

Les contacts entre ces trois séries n'ayant jamais pu être observés du fait du morcèlement tectonique, les distinctions opérées se basent sur les différences de nature pétrographique, d'intensité du métamorphisme et des plissements et, pour la série d'Aïoun Abd el Malek, sur la présence dans les conglomérats de base de galets de la série d'Aguelte Nebkha.

b) L'Adrar de Mauritanie

. Historique

L'étude fondamentale est celle de Th. Monod (1952) où sont décrites dans leur quasi totalité les formations de l'Adrar qui, selon cet auteur, *s'empilent régulièrement formant une série compréhensive allant du Cambrien au Dévonien* (tabl. II). Cette étude contient en outre un historique des travaux antérieurs à 1952. Nous retiendrons les noms de R. Chudeau qui en 1911 découvrit dans O_3 ou CO_{12}^* (tabl. I) une faunule de Brachiopodes inarticulés décrits récemment par Ph. Legrand (1969) sous le nom de *Westonia chudeaui* et surtout de F. Jacquet qui, dès 1937, proposait de placer une grande discontinuité au niveau de CO_1 , actuellement considéré comme un niveau glaciaire marquant la base de la série 2 (tabl. I).

Si l'on adjoint aux conclusions de F. Jacquet celles de L. Baud (1933 b) qui décrit le conglomérat de la région de Kayes et de Bafoulabé (frontière Mali, Mauritanie, Sénégal) comme un horizon fluvioglacière, on s'aperçoit, qu'en 1937, ces deux auteurs avaient parfaitement résolu le problème des relations entre les séries 1 et 2. Il faudra attendre 1960 pour que s'impose définitivement le schéma d'une série 2, débutant par une tillite, et discordante sur la série 1. On ne peut qu'admirer la perspicacité de ces deux géologues.

Les grands traits de la géologie du bassin de Taoudeni ont été établis de 1950 à 1960 par les géologues de la Direction des Mines de l'Afrique Occidentale Française. Pour les régions voisines de l'Adrar, citons les études de G. Rocci sur la région de Fort Gouraud et le Khatt, celles de J. Delpy sur les Richat et le Tagant et celles de C. Bense sur l'Assaba et l'Afollé. Bien qu'ils soient plus éloignés de l'Adrar, nous aurons également l'occasion de citer les travaux de J.R. Villemur, de S. Rouaix et C. Sainton sur le Hank et la cuvette de Taoudeni, de J. Marchand sur le Hodh, de J.-P. Bassot sur le Sénégal oriental et de R. Dars, M. Défossez, G. Palausi et H. Radier sur le Mali et, accessoirement, sur la Haute-Volta et le Niger. La plupart de ces travaux ont été réalisés alors qu'il n'existait pas encore de couverture aérienne et que les cartes topographiques étaient rares et mauvaises.

A partir de 1958, les études géologiques du bassin de Taoudeni prennent un second départ avec les reconnaissances pétrolières (Conorada, S.A.P., COPETAO...) et les reconnaissances des sociétés minières (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) ; ces travaux bénéficient largement de l'apport des photographies aériennes qui accroissent grandement le rendement du géologue de terrain. L'étude la plus complète sur ce bassin, mais dont les résultats n'ont pas été publiés, a été réalisée par la Société Africaine des Pétroles (S.A.P.) pour le compte du Bureau de Recherche du Pétrole (B.R.P.). M. Zimmermann (1960) en a résumé les principaux résultats dans la première publication synthétique intéressant l'ensemble du bassin de Taoudeni. La série infrasilurienne est subdivisée en une série inférieure "infracambrienne" et une série supérieure "cambro-

* Les abréviations I (Infracambrien) et CO (Cambro-Ordovicien), bien qu'en désaccord avec la stratigraphie proposée dans ce paragraphe, ont été conservées par souci de continuité avec les travaux antérieurs.

ordovicienne" discordante qui débute par une tillite. Cette tillite, que les géologues de la CONORADA (I. Mc Phee, D.D. Anderson et G. Muret, 1958) avaient signalée dans la région d'Atar, se retrouve sur tout le pourtour du bassin, constituant un des fils directeurs de la stratigraphie. C'est en quelque sorte un retour aux idées de F. Jacquet (1937) et L. Baud (1933 b).

Si l'on ajoute à ces travaux ceux effectués en 1962-63 par la S.A.P. dans le Hodh et qui sont, en partie, à l'origine de la découverte de la glaciation fini-ordovicienne en Afrique, il nous faut souligner le rôle important joué par les compagnies pétrolières dans l'interprétation stratigraphique du bassin de Taoudeni.

. La série stratigraphique : caractéristiques et principales subdivisions

Le découpage de la série de l'Adrar de Mauritanie est un problème difficile bien que l'on ait affaire à une série monoclinale. Cette difficulté est bien illustrée par les travaux de Th. Monod (1952) où les principaux niveaux stratigraphiques sont inventoriés et décrits mais où la structure de l'Adrar, c'est-à-dire essentiellement les relations dans l'espace entre ces différents niveaux, n'est qu'à peine ébauchée.

La rareté des faunes donnant de bonnes indications chronostratigraphiques nous limite à l'individualisation d'*unités lithostratigraphiques*. Dans l'établissement de cette série stratigraphique on est gêné par la rareté des niveaux repères, notamment dans la série 2, et par la difficulté que l'on éprouve à mettre en évidence les *discordances de ravinement*, longtemps interprétées comme des variations latérales de faciès ou comme de simples accidents locaux de la sédimentation.

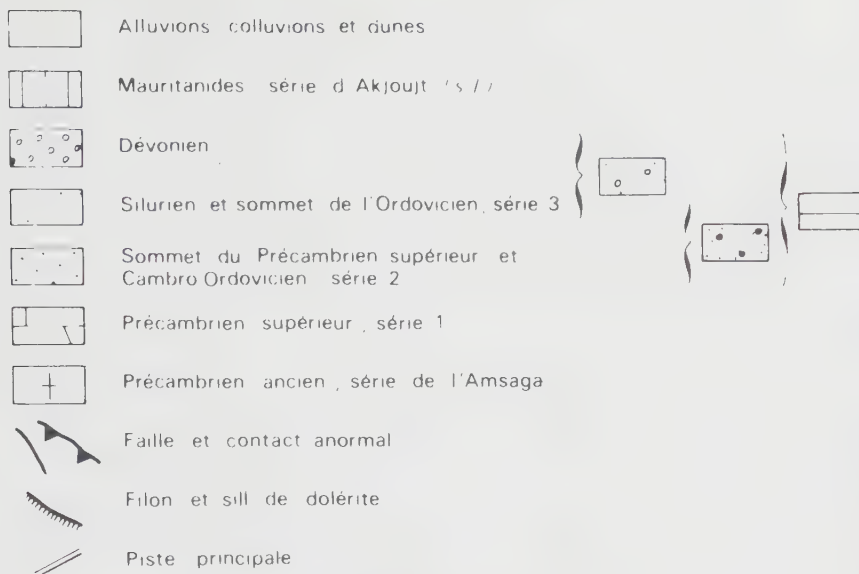
La série stratigraphique proposée (tabl. I) subdivise les terrains infra-dévonien en trois séries principales. A la base, la série 1, discordante sur le socle de l'Amsaga, est rattachée au Précambrien supérieur. Elle comprend quatre groupes séparés par des discordances, dont deux sont, semble-t-il, liées à des phénomènes glaciaires ou périglaciaires. Les trois premiers groupes de cette série sont caractérisés par l'abondance des dépôts carbonatés à Stromatolites.

La série 2 débute par une discordance angulaire très faible, invisible à l'échelle d'une coupe, mais qui apparaît clairement sur les cartes au 1/200.000. C'est la discordance proposée par F. Jacquet (1937), niée par Th. Monod (1952), puis retrouvée par la CONORADA (I. Mc Phee, D.D. Anderson et G. Muret, 1958) et la S.A.P. (M. Zimmermann, 1960). Cette série est subdivisée en trois groupes. Le groupe inférieur, qui débute par une tillite associée à des calcaires souvent à barytine et des silexites, est rattaché à la partie terminale du Précambrien supérieur. Le groupe supérieur, essentiellement gréseux et rangé par les anciens auteurs dans l'Ordovicien, renferme dans sa partie supérieure deux faunules de Brachiopodes inarticulés qui indiqueraient la limite Cambrien-Ordovicien (Ph. Legrand, 1969). Il s'ensuit que, contrairement à une opinion largement répandue (G. Choubert, A. Faure-Muret et R. Charlot, 1968), les groupes moyen et supérieur de la série 2 sont essentiellement cambriens.

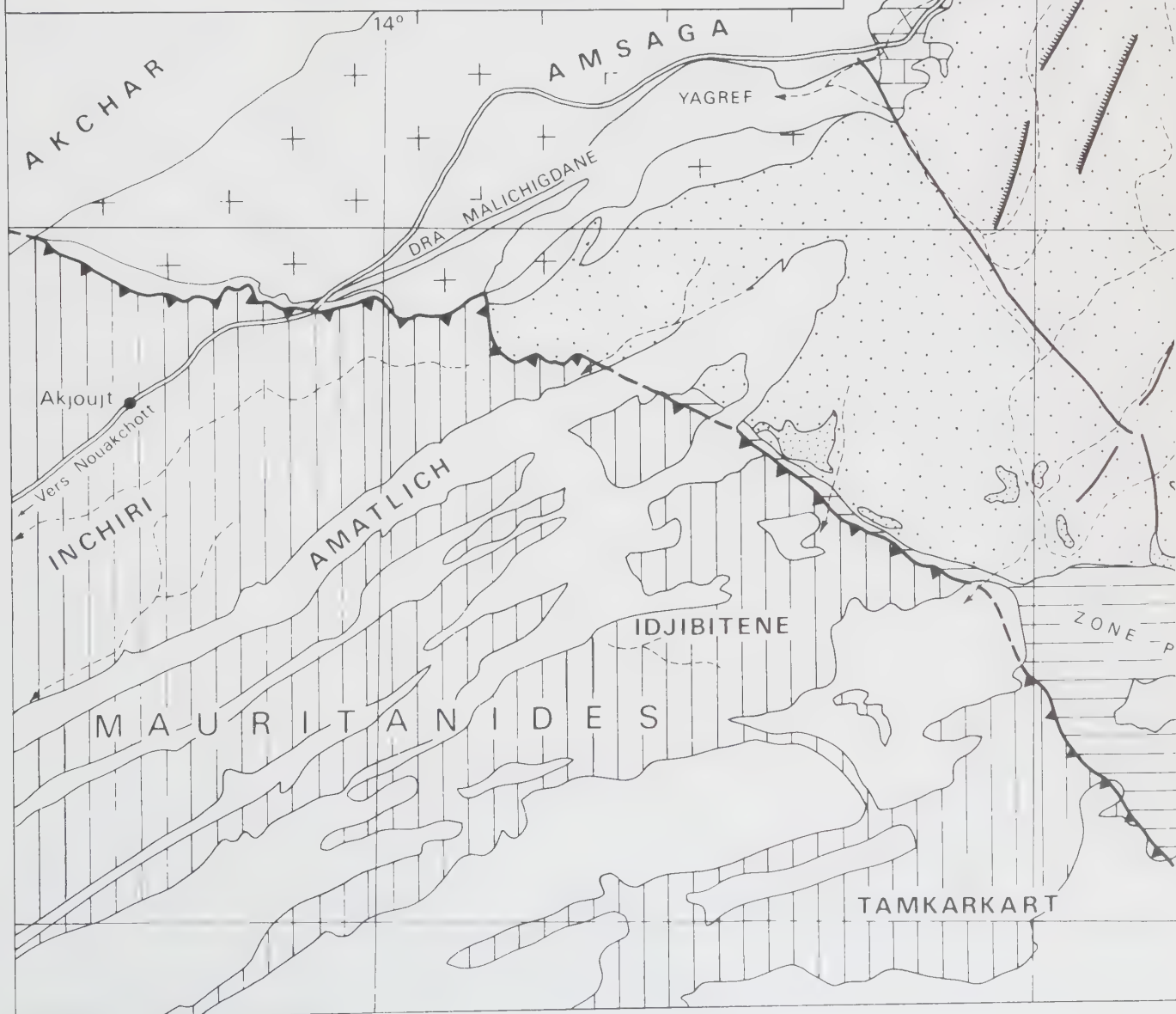
La série 3 ravine le sommet de la série 2. Le ravinement est comblé par une formation détritique d'origine glaciaire assimilée aux formations glaciaires datées de la fin de l'Ordovicien au Sahara central et au Maroc. Au-dessus, en apparente concordance, affleurent les shales à Graptolites du Silurien, puis les formations gréso-calcaires du Dévonien.

Le découpage de la série sédimentaire de l'Adrar s'appuie donc essentiellement sur les discordances, qu'elles soient angulaires ou de ravinement. L'âge attribué aux séries 1 et 2 et à la base de la série 3 est en partie hypothétique. Il est étayé par des comparaisons avec les

CARTE GÉOLOGIQUE SCHEMATIQUE DE L'ADRAR DE MAURITANIE



0 50 km



Séries supérieures : Dévonien	Plusieurs groupes, certains discordants D_1 à D_3^* $\mp$
	DISCORDANCE PROBABLE
Série 3 fini-ordovicienne et silurienne	Ludlow $\mp$ Formation de l'Oued Chig S = * + G_2 — Discordance probable — Llandov. à Wenlock $\mp$ CONCORDANCE PROBABLE ; LIMITE LITHOLOGIQUE Formation d'Abteilli OS = D_4 $\mp$ (?) DISCORDANCE DE RAVINEMENT ; GLACIATION
Série 2, "Cambro-Ordovicien" et partie terminale du Précambrien supérieur	Groupe des Plateaux d'Oujeft $\left\{ \begin{array}{l} CO_{13} = O_3 \text{ en partie } \mp \\ \dots \dots \\ CO_9 = O_1 \end{array} \right.$ limite Ordovicien Cambrien CONCORDANCE ; LIMITE LITHOLOGIQUE Groupe de la Falaise d'Atar $\left\{ \begin{array}{l} CO_8 = C_{19} \\ \dots \dots \\ CO_4 = C_{15} \text{ en partie} \end{array} \right.$ TRANSGRESSION ; DISCORDANCE Groupe de Bthaat Ergil $\left\{ \begin{array}{l} CO_3 = C_{15} \text{ en partie} \\ \dots \dots \\ CO_1 = C_{12} + C_{13} \end{array} \right.$ DISCORDANCE ANGULAIRE ; GLACIATION
Série 1, Précambrien supérieur	I_{18} Groupe de l'Assabet el Hassiane ... non répertorié par Th. Monod (1952) I_{13} GLACIATION ? Groupe de Tifounke $I_{12} = C_{11}$ en partie DISCORDANCE DE RAVINEMENT Groupe d'Atar $\left\{ \begin{array}{l} I_{11} = C_{11} \text{ en partie} \\ \dots \dots \\ I_3 = C_3 \end{array} \right.$ $\leftarrow 860 \pm 35 \text{ MA}$ DISCORDANCE DE RAVINEMENT ; GLACIATION ? Groupe de Char $\left\{ \begin{array}{l} I_2 = C_2 \\ \dots \dots \\ I_1 = C_1^* \end{array} \right.$ $\leftarrow 961 \pm 28 \text{ MA}$ DISCORDANCE ANGULAIRE
Socle métamorphique et granitique : série de l'Amsaga 2500-2700 MA	

Tableau I : Schéma stratigraphique de l'Adrar de Mauritanie.

(* nomenclature de Th. Monod, 1952)

régions voisines (glaciation du sommet du Précambrien supérieur, glaciation fini-ordovicienne), par les deux faunules de Brachiopodes inarticulés et par les premiers résultats des études géochronologiques menées par N. Clauer et M. Bonhomme (1971). Nous aurons l'occasion, au cours de l'étude des trois séries, de discuter plus en détail de ces attributions d'âge.

D'une manière générale, sur le craton ouest africain très stable, la sédimentation présente assez souvent une grande homogénéité de faciès sur de grandes distances (niveaux carbonatés à Stromatolites, tillite du sommet du Précambrien supérieur, grès rouges du O₂ ou CO₁₀), ce qui permet de tenter des corrélations lithostratigraphiques avec les régions voisines.

Le tableau II regroupe les principales subdivisions proposées successivement pour l'Adrar de Mauritanie (Th. Monod, 1952, 1960 et 1962) et d'une façon générale pour le bassin de Taoudeni (J. Sougy, 1956 ; R. Dars et J. Sougy, 1958 ; G. Choubert, A. Faure-Muret et R. Charlot, 1968). Ces diverses propositions de découpage s'appuient à la fois sur les discontinuités et sur la nature pétrographique des séries. Le rôle du faciès transparaît dans les propositions de G. Choubert *et al.* qui, par comparaison avec l'Anti-Atlas, propose un âge ordovicien pour les parties moyenne et supérieure, essentiellement gréseuses, de la série 2. Par contre, les discordances apparaissent comme l'élément essentiel de l'échelle stratigraphique proposée par R. Dars et J. Sougy.

De rapides tournées dans le Hank, au Tagant et dans le Hodh nous ont permis de constater que la série stratigraphique établie en Adrar (tabl. I) est, en gros, applicable aux régions avoisinantes. Par contre son extension aux parties plus éloignées du bassin de Taoudeni, et à plus forte raison aux autres bassins, doit se faire avec une grande prudence. Ceci explique la réserve avec laquelle nous avons abordé le problème des corrélations, nous bornant à l'utilisation des discontinuités les mieux caractérisées et ceci, le plus souvent, dans les seules régions avoisinantes.

c) La série d'Akjoujt (s.l.)

Nous insisterons sur ce chapitre pour trois raisons principales : d'abord parce que la mise en évidence d'une chaîne plissée calédonno-hercynienne dans l'Ouest africain (F. Tessier, R. Dars et J. Sougy, 1961 ; J. Sougy, 1962 et 1969) est une des grandes découvertes géologiques de ces dix dernières années, ensuite parce que le matériel de cette chaîne a été longtemps considéré comme un équivalent plissé et métamorphique des formations sédimentaires du bassin de Taoudeni et enfin parce que nous avons été directement mêlé à ces problèmes au cours de l'étude du Tamkarkart (R. Trompette, 1963).

Sous le nom, peu satisfaisant mais consacré par l'usage, de "série d'Akjoujt" nous désignons la portion de la chaîne des Mauritanides qui, en latitude, est comprise entre les dunes de l'Aouker au Sud (18°45' N) et celles de l'Akchar (20° N) au Nord. Cette série a particulièrement

Tableau II : Synthèse des principales subdivisions proposées pour la série sédimentaire de l'Adrar de Mauritanie ou, plus généralement, pour l'Ouest du bassin de Taoudeni.

* nomenclature Th. Monod (1952).

Nonenclature	R. Trompette	G. Choubert, A. Faure- Muret et R.Charlot (1968)	Th. Monod (1952, 1960, p. 15 et 1962) 2 hypothèses	J. Sougy (1956) et R. Dars et J. Sougy (1958)
D _{1,2,3*}	DISCORDANCE	non étudié	S A S E	S E R I E I I I O R D O V I C I E N
G ₁ + G ₂	discordance ?			
O ₄				
O ₃	DISCORDANCE DE RAVINEMENT GLACIATION			
O ₁	Limite lithologique			
C _{19;}				
C ₁₇				
C ₁₆				
C ₁₅	Transgression DISCORDANCE CARTOGRAPHIQUE			
C ₁₄				
C ₁₂ + C ₁₃	DISCORDANCE ANGULAIRE GLACIATION	non étudié	S E R I E I I I O R D O V I C I E N	S E R I E I I I O R D O V I C I E N
I ₁₈				
I ₁₃	Glaciation ?			
I ₁₂				
I ₁₁	Discordance de ravinement			
I ₃				
C ₁₁	Discordance de ravinement glaciation ?			
C ₃				
C ₂				
C _{1*}				
DISCORDANCE ANGULAIRE				
PRECAMBRIEN INFERIEUR				

été étudiée dans les environs d'Akjoujt où se situent plusieurs minéralisations importantes, notamment le cuivre du Guelb Moghreïn actuellement exploité par la société SO.MI.MA.

Jusqu'à ces dernières années, la "série d'Akjoujt" a été l'objet d'interprétations nombreuses et souvent contradictoires, résumées notamment par J. Sougy (1963) et J. Barrère (1965). Pour A. Blanchot (1955), il s'agissait d'un synclinal peu plissé de Birrimien tandis que J. Delpy (1959 a et b), puis J.-P. Bassot et J. Delpy (1960b) et J.P. Destombes et J.P. Spindler (1961) en faisaient, au moins pour une partie, un équivalent plissé et métamorphique (faciès géosynclinal) des séries de l'Adrar mauritanien.

Les études de détail menées depuis dix ans dans la région d'Akjoujt (Y. Barbier, 1966 ; G. Bronner et J. Sougy, 1969 ; M. Deynoux, 1966 ; R. Giraudon, 1964 b ; R. Giraudon et J. Sougy, 1963 ; J. Grolier, 1963 ; L. Leclercq, 1962 ; J. Marcelin, 1963, 1964 et 1965a et J.G. Michaud, 1964) aux Idjibiten (J.-P. Lécorché, 1965 a et b et 1969 et J.-P. Lécorché et J. Sougy, 1969) et au Tamkarkart (J. Marcelin, 1965b ; J. Marcelin et M. Pascal, 1967 et R. Trompette, 1963a) aboutissent à un schéma bien différent. Dans toute cette région, la série d'Akjoujt (s.l.) est allochtone et repose soit sur le bassin de Taoudeni soit, cas peu fréquent, directement sur le socle de l'Amsaga.

Aux deux extrémités méridionales de la zone que nous étudions, pointe occidentale des Ibis (J.-P. Lécorché et J. Sougy, 1969) et synclinal d'El Ahguid, l'enfoncement du bassin de Taoudeni sous la série d'Akjoujt allochtone est particulièrement net. Cette dernière repose indifféremment sur tous les termes du Cambro-Ordovicien, du Silurien et du Dévonien. Au contact du charriage, la bordure sud-ouest de l'Adrar est plissée et faillée, cette zone "choquée", large de quelques kilomètres sur la feuille El Gleïtat, s'élargit au SE sur la feuille Faraoun (H. Moussu et R. Trompette, 1966c) où se développe une série de larges synclinaux à coeur de Dévonien et d'anticlinaux étroits au centre desquels, localement, réapparaît la base de la série 2 (groupe de la Falaise d'Atar).

Sur la feuille au 1/200.000 El Gleïtat (J.-P. Lécorché, 1969 et J.-P. Lécorché et J. Sougy, 1969), la frange occidentale de la série d'Akjoujt, qui vient au contact du bassin de Taoudeni, est formée par l'unité des Regs où affleurent sporadiquement des shales verts abondants, des grès et quelques intercalations carbonatées qui sont très peu ou non métamorphiques. L'architecture de cette unité est difficile à établir étant donné les mauvaises conditions d'affleurement, cependant les grès montrent souvent une schistosité de fracture subverticale, indice d'une tectonique importante. Plus au Sud, au Tamkarkart, la suite probable de cette unité débute par un niveau conglomératique à blocs de socle qui pourrait bien représenter la tillite du sommet du Précambrien supérieur. Cette unité des Regs correspondrait grossièrement à la partie terminale du Précambrien supérieur et à la base du Cambro-Ordovicien tels qu'ils ont été définis en Adrar (tabl. I). C'est une des rares unités de la "série d'Akjoujt" qu'il semble possible de mettre en parallèle avec les formations du bassin de Taoudeni.

Les formations métamorphiques comprennent des unités épimétamorphiques et du socle granitisé soit autochtone, et formant fenêtre, soit allochtone et alors écaillé. Dans les unités épimétamorphiques dominent les quartzites plus ou moins sériciteux, les séricitoschistes et les chloritoschistes associés à des roches volcaniques basiques, des quartzites ferrugineux et des roches carbonatées ; dans tous ces faciès, les passées mylonitiques sont nombreuses. Aux Idjibiten (J.-P. Lécorché, inédit) ces unités métamorphiques contiennent un niveau conglomératique à faciès tillitique, associé à des roches carbonatées et à des silexites. Cette association rappelle

la triade tillite-calcaire à barytine-silexite qui, en Adrar, marque la base du groupe de Bthaat Ergil (base de la série 2).

Le socle autochtone affleure largement à l'Ouest du Tamkarkart et au Sud des Idjibiten. On y retrouve (J. Marcelin, 1965b) les principaux faciès de la série de l'Amsaga : leptynite à biotite, grenat et cordiérite, gneiss à biotite et sillimanite, gneiss à diopside, cipolin, pyroxéno-amphibolite, quartzite ferrugineux, roche granitique avec son cortège pegmatitique associé à un massif hypovolcanique alcalin constitué de syénites et microsyénites, de granites et microgranites, de diorites, de rhyolites, de trachytes, de brèches volcaniques et de rares basaltes. Ce massif hypovolcanique alcalin renferme de la fluorine violine et des minéraux riches en terres rares avec notamment d'assez fortes teneurs en yttrium. Il présente des affinités avec les *Younger granites* du Nigéria et du Niger et avec les granites intermédiaires (G. Rocci, 1959) d'âge précambrien de Mauritanie septentrionale dont il est probablement contemporain.

La Société Pechiney - St Gobain a exploité, pendant deux années, un gisement de terres rares qui est actuellement abandonné.

Le "granite" des Hajar Dekhen, qui affleure directement à l'Ouest d'Akjoujt, est probablement le plus bel exemple de socle allochtone (R. Giraudon et J. Sougy, 1963 et R. Giraudon, 1964b). L'écaille des Hajar Dekhen, qui repose sur des unités de roches vertes par l'intermédiaire de mylonites, est constituée de granite orienté à phénoblastes d'orthose et grenat associés à des cipolins, des pyroxénolites, des gneiss à diopside, des quartzites, des amphibolites, des grenatites et des roches proches des leptynites, avec de fréquentes passées de mylonites. Les schistes cristallins sont l'équivalent d'une partie de la série de la Saouda de J. Barrère (1965), tandis que les faciès granitiques sont à rapprocher des granites en massifs bien individualisés qui, dans l'Amsaga, sont associés aux faciès migmatitiques. Le "granite" des Hajar Dekhen représente donc une portion de série de l'Amsaga reprise par la tectonique akjoujtienne.

Le caractère polyphasé de la tectonique de la série d'Akjoujt a été clairement démontré à proximité d'Akjoujt par J. Grolier (1963) et J. Marcelin (1964) ; il avait été auparavant entrevu aux Idjibiten par R. Trompette (1963). Avec J. Marcelin (1964) on peut distinguer trois plissements au sein des formations épimétamorphiques :

- Le premier plissement, de style isoclinal, engendre des plis centimétriques à métriques, orientés SW-NE à W.SW-E.NE accompagnés d'une schistosité de flux où sont venues cristalliser les phyllites ; le métamorphisme régional est contemporain de cette première phase.

- Le second plissement donne des plis dissymétriques, métriques et kilométriques orientés NW-SE à NNW-SSE déversés vers le Nord-Est. Cette phase de plissement est, en gros, synchrone du charriage et, selon les régions, donne naissance soit à un empilement d'écailles séparées les unes les autres par des contacts anormaux plats jalonnés de quartz laiteux, de roches carbonatées et de mylonites (Idjibiten) soit, au contraire, à une succession de plis kilométriques, dissymétriques comme en certains points des environs d'Akjoujt. Ces plis de seconde phase reprennent les linéations L_1 de la première phase et s'accompagnent d'une schistosité de fracture suivant laquelle s'oriente une deuxième génération de phyllites ; ils se retrouvent, un peu moins nets, dans le socle écaillé où le second plissement se traduit, entre autre, par une importante rétro-morphose. Au Nord d'Akjoujt, dans le tégument sédimentaire autochtone, peu épais, conservé entre le socle et les unités charriées, ce second plissement est marqué par l'apparition de petits plis et d'un très léger dynamométamorphisme sensible seulement immédiatement sous le plan de charriage.

- La troisième phase de plissement, peu importante, est responsable des flexures centimétri-

ques qui reprennent les schistosités S_1 et S_2 , et des larges ondulations de plusieurs dizaines de kilomètres (structure synclinale du Tamkarkart et des Hajar Dekhen).

A ce stade de l'exposé, les seules subdivisions opérées au sein de la "série d'Akjoujt" utilisent le critère du degré de métamorphisme qui permet de séparer les unités sédimentaires des unités métamorphiques. La présence de deux phases importantes de plissement va nous permettre d'opérer des distinctions plus fines. En combinant les critères métamorphisme et plissement, on peut distinguer :

- . *des unités sédimentaires* à rattacher en partie au sommet du Précambrien supérieur et à la base du Cambrien
- . *des unités métamorphiques et granitisées de socle* autochtones
- . *des unités métamorphiques et granitisées de socle* allochtones et ayant subi la tectonique propre aux Mauritanides
- . *des unités épimétamorphiques* dans lesquelles nous distinguerons d'une part des *unités ayant subi les 2 phases principales de plissement* et d'autre part des *unités qui ne portent que l'empreinte de la seconde phase*. Dans cette seconde catégorie se placent les grandes unités de quartzites qui constituent les reliefs orientaux du Tamkarkart et qui sont probablement assimilables aux grès à faciès Boundou des anciens auteurs et notamment de L. Renaud (1961).

Les problèmes géochronologiques posés par la "série d'Akjoujt" sont au nombre de deux : âge des plissements et âge des matériaux impliqués dans ces plissements. La seconde phase, responsable des grands recouvrements est postérieure au Dévonien supérieur puisque, dans le synclinal d'El Ahguid, la série d'Akjoujt (s.l.) repose sur des grès de cet âge. Quant à la (ou aux) première phase de plissement et au métamorphisme régional qui lui est lié, leur âge est inconnu ; à titre d'hypothèse on peut les qualifier de précambriens. En effet, si l'on admet d'une part que les unités sédimentaires, unité des Regs par exemple, sont des parties intégrantes de la série d'Akjoujt et non une sorte de parautochtone, et d'autre part que ces unités sont, au moins en partie, l'équivalent du sommet du Précambrien supérieur et du Cambro-Ordovicien, on peut affirmer que métamorphisme et première phase de plissement sont antérieurs au groupe de Bthaat Ergil (base de la série 2). M. Bonhomme (1962) a fourni plusieurs âges radiométriques concernant les écaillés de socle de la "série d'Akjoujt" (Kleiouat, Hajar Dekhen) : des âges permo-triasiques sur biotite et un âge de 600 ± 62 MA en roche totale pour un échantillon de granite de Kleiouat.

Avec l'âge des matériaux on aborde un problème difficile. Nous venons de voir qu'une partie des unités sédimentaires était probablement attribuable au sommet du Précambrien supérieur et au Cambro-Ordovicien. Les unités de socle sont rattachées à la série de l'Amsaga, c'est-à-dire au Précambrien ancien. Quant aux unités épimétamorphiques, leur âge est inconnu. A titre d'hypothèse on peut proposer un âge précambrien pour les unités à tectonique polyphasée. Cette hypothèse se fonde sur des comparaisons avec les séries voisines, à savoir : aucune ressemblance avec la série sédimentaire de l'Adrar de Mauritanie dont l'âge est compris entre le Précambrien supérieur et le Dévonien, par contre quelques similitudes avec les faciès précambriens de la Kédiat Idjil. J. Barrère (1965) a formulé l'hypothèse selon laquelle ces unités pourraient être un équivalent moins métamorphique et plus ou moins rétomorphosé de la formation de Ménérat Rogouga qui, nous l'avons vu, constitue la partie supérieure de la série de la Saouda (Précambrien ancien). Les travaux en cours de G. Bronner, confirmés par la géochimie (Y. Besnus, G. Bronner, C. Mosser et S. Oksengorn, 1969) et la géochronologie (M. Vachette, inédit), tendent à faire de la Kédiat Idjil une unité structurale différente de celle des quartzites ferrugineux de l'Amsaga (2700 MA) et

plus récente.

Quant aux unités épimétamorphiques qui ne sont affectées que par la seconde phase, leur nature essentiellement gréseuse les a fait comparer à certains niveaux de grès-quartzites cambro-ordoviciens (M. Pascal, *in* J. Marcelin et M. Pascal, 1967). Si l'on admet cette assimilation, ces quartzites pourraient représenter des écaillés de substratum au front du charriage ; il s'agirait de parautochtone. Cependant, aucun des faciès caractéristiques du Cambro-Ordovicien de l'Adrar (grès-quartzite feldspathique mauve, grès quartzite à Scolithes, siltstone et grès très fin mica-cés à Brachiopodes inarticulés) n'ayant été retrouvé dans ces quartzites épimétamorphiques, l'assimilation avec l'Adrar reste hypothétique tout comme d'ailleurs leur qualificatif de parautochtone.

De cet aperçu rapide sur la série d'Akjoujt (s.l.) il ressort que, malgré les nombreuses études réalisées ces dernières années, l'étude de cette chaîne, qui présente quelques similitudes avec la chaîne calédonienne scandinave, n'en est qu'à ses débuts. Il reste notamment à établir une synthèse à l'échelle de la chaîne, où seraient confrontées les données de la Mauritanie centrale (série d'Akjoujt) avec celles, souvent contradictoires sur le plan des interprétations, de la Mauritanie méridionale (J.C. Chiron, 1969 ; R. Lille, 1967 et 1969 et G. Rocci et R. Lille, 1969) et du Sénégal oriental (J.-P. Bassot, 1966 et 1969), la synthèse de J. Sougy (1969) représente un premier pas en ce sens.

d) Les dolérites

Les intrusions doléritiques, si abondantes dans le Hank et au Mali (R. Dars, 1961), sont rares en Adrar : quelques sills dans les Richat, de rares et courts filons dans les grès des Plateaux d'Oujeft au SE d'Atar. Ces dolérites sont tholéïtiques, avec une composition moyenne de microdiorite. Dans les Richat, les dolérites ont, en partie, subi, postérieurement à leur mise en place, des transformations hydrothermales marquées par l'apparition de feldspath potassique, de calcite et d'analcime (R. Trompette, 1968).

Dans le Nord du bassin de Taoudeni, J.-R. Villemur (1967) a montré que les dolérites étaient postérieures aux terrains carbonifères et antérieures au Continental Intercalaire, et qu'il existait plusieurs venues échelonnées dans le temps, des filons recoupant des sills ou d'autres filons en les décalant. L'étude géochronologique de cinq échantillons de dolérite (C. Lay et R. Reichelt, 1971) provenant du Mali (région de Taoudeni, de Gao et de Bobo-Dioulasso) et de la Mauritanie méridionale (région de Nema) a donné des âges permians (230 à 275 MA).

e) Les dépôts récents

En Adrar, il n'existe pratiquement pas de dépôts entre le Dévonien et le Quaternaire. Durant ce laps de temps se forment les trois grandes surfaces d'abrasion décrites dans le chapitre géomorphologique et dont l'âge serait compris entre le Crétacé et le Mio-Pliocène (S. Daveau, 1967). Les dépôts corrélatifs sont absents ou très rares. On peut citer, sur le flanc nord-est de Zerga, les argiles bariolées à gravillons ferrugineux d'Ableirat qui sont, peut-être, un lambeau de Continental Terminal.

Les dépôts de Hamada de la fin du Tertiaire, si abondants plus au Nord (Zemmour), sont absents en Adrar.

Le Quaternaire a été principalement étudié dans le baten d'Atar par S. Daveau (1967). Ce

Adrar de Mauritanie*	Majâbat al-Koubrâ d'après Th. Monod (1958)		
alluvions actuelles, dunes vives	TB	dunes vives	phase sèche
encroûtement calcaire pédologique ; calcaires, diatomites et argiles à Foraminifères et Ostracodes dépôt lacustre	7.000 à 9.000 ans B.P. supporte localement une industrie néolithique		
sables rouges à cailloutis,; remaniement de dunes rubéfiées	CL	sables argileux chocolat au lait	Pluvial II
encroûtement calcaire ou ferrugineux lié aux fluctuations d'une nappe phréatique	GB ₁	sables argileux, gris bleu, à Mollusques, végétaux et débris de Vertébrés grès ferrugineux et grès calcaires dépôt lacustre	Pluvial I
cailloutis grossiers			
sables fins, blancs, lacustres	SB?	sables, blancs, éolisés lacustres	Acheuléen
deux générations de versants et de terrasses à cailloutis grossiers supportant localement des sols rubéfiés			
			?

Tableau III : Comparaison du Quaternaire de l'Adrar de Mauritanie avec celui de la Majâbat al-Koubrâ.

* d'après les travaux de P. Biberson (1965 a et b), Ph. Chamard (1969), S. Daveau (1967), S. Daveau, Ch. Toupet et R. Mousinho (1967), Th. Monod (1952 et 1958), A. Ruellan (1968) et R. Trompette et E. Manguin (1968).

travail, complété par ceux de P. Biberson (1965 a et b), Ph. Chamard (1969), S. Daveau, Ch. Toupet et R. Mousinho (1967), Th. Monod (1952 et 1958) et A. Ruellan (1968) sur le baten d'Atar, et par celui de R. Trompette et A. Manguin (1968) sur l'Adrar méridional aboutit à la stratigraphie exposée dans le tableau III. En partant du plus ancien au plus récent, on distingue :

- la mise en place de deux générations de versants et terrasses formés de cailloutis grossiers. Les terrasses anciennes portent localement des sols rubéfiés (A. Ruellan, 1968) tandis que la terrasse moyenne renferme des industries de l'Acheuléen moyen et évolué (P. Biberson, 1965 a et b).
- le dépôt de sables fins, blancs, renfermant localement des diatomées, qui correspondent à une phase lacustre. C'est l'équivalent d'une partie, ou de la totalité, du SB de Th. Monod (1958).
- un épandage de cailloutis grossiers.
- un encroûtement calcaire ou ferrugineux probablement formé par une nappe phréatique et qui correspond, au moins en partie, au GB₁ de Th. Monod (1958) qui regroupe peut-être deux phénomènes : un encroûtement et un véritable dépôt lacustre.
- la mise en place de sables rouges à cailloutis, bien visibles, dans les Oueds Aguinjob et Amojiar et qui proviendraient du remaniement de massifs dunaires rubéfiés.
- le dépôt de calcaires à *Melania*, de diatomites, d'argiles et la formation d'un second encroûtement calcaire d'origine pédologique. C'est l'équivalent du GB₂ de Th. Monod (1958). Dans le Sud-Est de l'Adrar, les calcaires à *Melania* sont datés d'environ 8.000 ans B.P. (R. Trompette et E. Manguin, 1968), tandis que, dans la Sebkha de Chemchane, la sédimentation des argiles à passées carbonatées, renfermant des Foraminifères et des Ostracodes, s'échelonne entre 7.000 et 9.000 ans B.P. (S. Daveau, Ch. Toupet et R. Mousinho, 1967 ; Ph. Chamard, 1969). *La grande période lacustre holocène, décrite en Afrique occidentale, notamment au Niger et au Tchad, par H. Faure (1966b et 1969), se retrouve donc en Adrar de Mauritanie.*
- le dépôt des alluvions actuelles et la formation des massifs de dunes vives (TB).

Les corrélations proposées entre la stratigraphie du Quaternaire de l'Adrar et celle de la Majâbat al Koubrâ, vaste zone ensablée qui s'étend à l'Est de l'Adrar jusqu'au fleuve Niger, restent hypothétiques. En effet, il est difficile de comparer, au Quaternaire, l'Adrar où les phénomènes d'érosion dominant, et la Majâbat al Koubrâ où la sédimentation l'emporte largement.

En Adrar, les dépôts comme les morphologies observés sont l'indice d'importantes variations climatologiques (tabl. III). Pour S. Daveau (1967), les versants et terrasses à gros cailloutis de l'Adrar, qui sont très voisins de ceux observés actuellement autour du massif de l'Assaba, se sont probablement édifiés sous un climat sahélien voisin de celui que connaît de nos jours la Mauritanie du Sud (400 mm de précipitation annuelle). Si l'existence de ces variations climatiques est couramment admise, par contre, leur amplitude, notamment en ce qui concerne la pluviométrie, est discutée. Pluviométrie de 200 à 400 mm pour A. Ruellan (1968) alors que la plupart des géologues du Quaternaire invoquent des variations et des maximums plus élevés.

Sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, l'Adrar apparaît comme une région au relief étonnamment jeune avec des falaises élevées, des oueds profondément encaissés. Ce rajeunissement est lié à un soulèvement important de l'Adrar que les travaux de S. Daveau (1967) permettent de situer au Tertiaire. Ce rajeunissement se retrouve, un peu atténué, au Sud de l'Adrar dans les massifs du Tagant, de l'Assaba et de l'Affolé. Par contre, au Nord, de la Kédjat Idjil à la frontière algérienne, la bordure du bassin de Taoudeni, dépourvue de reliefs élevés, sans oueds importants, se présente comme une pénéplaine monotone ne dominant que de quelques dizaines de mètres le socle granitique.

C - LES GRANDES LIGNES DE L'HYDROGEOLOGIE

Tout géologue saharien est amené à s'intéresser à l'hydrogéologie. Les grandes lignes de l'hydrogéologie de l'Adrar de Mauritanie ont été exposées dans les études de R. Gouzes (1966), H. Moussu et R. Trompette (1966 a, b et c) et R. Trompette (1966 et 1969). D'autre part, la nappe d'Atar a été étudiée en détail par J. Lemoine (1957 et 1961) et R. Trompette (1964 et 1966). Nous résumerons les conclusions de ces études, pour la plupart inédites, en envisageant successivement le cas des nappes alluviales et celui des nappes profondes.

. Les nappes alluviales

La quasi-totalité des points d'eau de l'Adrar se trouve dans les alluvions des principaux oueds. Ces alluvions sont constituées de sables fins souvent plus ou moins colmatés par des dépôts carbonatés ou (et) argileux, et reposent sur le substratum par l'intermédiaire de niveaux plus grossiers à galets. Elles ont, en général, une faible perméabilité de l'ordre de 1.10^{-4} à 1.10^{-6} m/s. Corrélativement, elles ont des vitesses d'écoulement très faibles, inférieures à 50 m/an. Elles sont quasi statiques, et les volumes d'eau mis en jeu par les variations verticales de la surface piézométrique (en moyenne 1 à 1,5 m) sont nettement supérieurs aux quantités d'eau qui s'écoulent.

Les principales nappes alluviales de l'Adrar constituent donc d'importantes réserves d'eau, 60.000.000 m³ pour la plaine alluviale du Yagref selon P. Elouard (1958), extrêmement difficiles à exploiter du fait de la très faible perméabilité de la roche-magasin. Toutefois, on peut améliorer sensiblement les débits puisables en implantant des batteries de puits équipés de drains, en localisant par des études géophysiques les zones d'alluvions grossières (R. Gouzes, 1966) ou bien encore en utilisant les roches du substratum comme drain naturel. Cette dernière méthode a été employée avec succès à Atar où les forages alimentant la ville sont implantés dans des calcaires dolomitiques fissurés qui drainent la nappe alluviale (P. Trompette, 1964 et 1966). Dans cet exemple on a pu obtenir des débits instantanés de 30 à 40 m³/h pour des rabattements inférieurs à 1 m, ce qui constitue un résultat exceptionnel pour la région.

La salure est la seconde difficulté rencontrée dans l'exploitation des nappes alluviales. Ces nappes stagnantes sont souvent assez fortement minéralisées. Le lit mineur sableux contient en général une nappe d'eau douce "flottant" sur la nappe salée contenue dans les alluvions anciennes et la frange altérée du substratum. Il est donc aisé d'obtenir de faibles quantités d'eau douce en creusant de petits puits (oglat) de 2 à 5 m dans le lit mineur des oueds comme le font les nomades ; par contre la récupération de gros volumes d'eau douce pose des problèmes difficiles.

Les nappes alluviales sont alimentées par les crues. Ces crues sont engendrées par les fortes averses et dépendent en gros de deux facteurs : l'intensité des averses et l'importance du ruissellement. En Adrar, le relief vigoureux d'une part, la présence d'assez nombreux niveaux imperméables d'autre part, favorisent le ruissellement. Quant à la notion d'intensité des averses, elle n'est que peu liée à la notion de volume des précipitations exposée dans l'étude climatologique. C'est ainsi qu'une averse de 20 mm tombant en 2 heures entraînera la crue des oueds alors que cette même averse répartie sur une journée ne sera d'aucune utilité pour l'alimentation des nappes alluviales.

Il existe probablement, comme dans la quasi-totalité du Sahara, une nappe à la base des grands massifs dunaires du type de l'Ouarane. Les formations quaternaires, le Continental Terminal (?) s'il existe en Adrar, et la partie inférieure des sables dunaires, sont susceptibles de

former le magasin de cette nappe.

. Les nappes profondes

On ne connaît aucune nappe profonde dans le Précambrien supérieur et le Paléozoïque de l'Adrar de Mauritanie ; il convient donc d'abord de discuter de leur possibilité d'existence (R. Trompette, 1969b). Dans ce but nous examinerons successivement la signification des sources de la bordure du bassin de Taoudeni, puis celle des grandes sebkhas du centre du bassin dans la région de Tessalit et de Taoudeni.

Les sources sont nombreuses dans la falaise de l'Adrar, notamment au mur des principaux horizons gréseux. Ces sources coulent à contre-pendage ; leur débit est en général faible (1 à 2 m³/h), mais pour certaines d'entre-elles d'abondants dépôts de travertins quaternaires indiquent qu'il a dû être autrefois nettement plus fort. Cependant, dans la plupart des cas, ces sources ne sont pas les exutoires de grandes nappes ; R. Gouzes (1962) a montré que les sources de l'Assaba et du Tagant, comparables à celles de l'Adrar, n'étaient que le trop-plein de petits bassins versants de quelques dizaines de kilomètres carrés alimentés par les pluies d'été.

Pour J.R. Villemur (1967), une partie des sebkhas, celles dont la nappe phréatique est permanente, représenteraient l'exutoire de nappes captives profondes remontant à la faveur des zones fracturées associées aux venues doléritiques. Cette hypothèse d'une alimentation *per-ascensum* a également été formulée par G. Drouhin (1952) pour les chotts algériens. Si les sources de bordure du bassin ne représentent pas, semble-t-il, l'exutoire de nappes profondes, par contre certaines sebkhas paraissent bien alimentées par ces remontées d'eau profonde.

Une fois admise la possibilité de nappes profondes dans le bassin de Taoudeni, il nous reste à essayer de les localiser. Une nappe est conditionnée par deux facteurs : la présence d'un réservoir et l'alimentation de ce réservoir. Dans toute la partie nord du bassin de Taoudeni, l'alimentation actuelle est nulle ou négligeable ; par contre, elle a probablement été importante au cours des périodes humides du Quaternaire (R. Trompette et E. Manguin, 1968). Pour ce qui est du magasin, les roches carbonatées et les grès et grès-quartzites sont susceptibles de jouer ce rôle, et notamment les calcaires et brèches calcaires du Carbonifère, les grès et grès-quartzites du "Cambro-Ordovicien" de l'Erg Chech et certains niveaux de la base de la série du Précambrien supérieur qui se sont révélés aquifères dans les sondages de recherche d'eau faits à Fort Gouraud par la MIFERMA (R. Gouzes, 1968).

D - LES METHODES DE TRAVAIL

Lorsqu'on aborde une région mal connue, le premier travail du géologue est d'en établir la stratigraphie ; ce travail est donc d'abord stratigraphique. Mais, sur cette bordure de bassin plongeant tranquillement et régulièrement vers le SE, la stratigraphie, si l'on excepte le problème souvent délicat des discordances de ravinement, est simple à déchiffrer ; elle ne peut pas être la préoccupation majeure du géologue.

Par contre, n'ayant pas le souci des problèmes de reconstruction de structure et d'architecture et bénéficiant de bonnes conditions d'affleurement, le géologue est tout naturellement amené à s'interroger sur l'origine, la mise en place, la signification bathymétrique, climatologique... des terrains qu'il étudie. Le but final de ce travail est donc la reconstitution, pour l'Adrar, des conditions de sédimentation au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur. Dans cette reconstitution du paysage sédimentaire, l'outil essentiel sera l'observation de

terrain. A ceci plusieurs raisons : tout d'abord, comme nous venons de le dire, les affleurements sont nombreux et frais, d'autre part l'ancienneté de ces formations et le début de diagenèse écartent certaines méthodes d'investigation au laboratoire. C'est donc l'observation de terrain, complétée par quelques études de laboratoire simples et peu coûteuses (étude pétrographique en lame mince, détermination des argiles, dosage des carbonates), qui fournit les matériaux de base nécessaires à cette reconstitution de la sédimentation sur une portion du vieux craton d'Afrique de l'Ouest.

Pour mener à bien cette étude, nous avons largement utilisé les données de la sédimentation actuelle. Cet abord franchement actualiste de l'étude de sédiments très anciens (les niveaux inférieurs de la série 1 ont un âge voisin de 1000 Ma) a donné d'excellents résultats notamment dans l'étude des niveaux carbonatés à Stromatolites et des niveaux glaciaires. Certaines observations faites sur les Stromatolites vivant actuellement (Bahamas, Sud de l'Australie, Golfe Persique) pourraient s'appliquer mot pour mot à certains niveaux de l'Adrar.

La zone étudiée en détail, 35.000 km², représente une surface très faible comparée à l'immense bassin de Taoudeni ; il s'ensuit qu'il est difficile de séparer les conclusions ayant une portée générale de celles dont la valeur est locale. Cependant quelques rapides reconnaissances dans le Hank, dans le Hodh et au Tagant nous ont permis de sélectionner les conclusions qui restaient valables à l'échelle de la portion de bassin de Taoudeni affleurant en Mauritanie. Il n'en reste pas moins que l'étude de bassins du type de celui de Taoudeni, où seule la bordure est accessible au géologue de terrain, reste très difficile. Les schémas stratigraphiques établis en bordure de bassin ne sont probablement que très partiellement applicables à la partie centrale. D'autre part la géophysique, gênée par l'importance des intrusions doléritiques, n'apporte guère de données complémentaires, si ce n'est sur l'épaisseur globale des sédiments. On peut donc dire que, malgré plusieurs études de détail, la structure du bassin de Taoudeni restera mal connue, tant qu'elle ne sera pas explorée par des sondages. Chaque fois que cela a été possible, nous avons esquissé des comparaisons entre la stratigraphie et la sédimentologie des différentes formations de l'Adrar et celles, supposées synchrones, des régions avoisinantes.

A côté des conclusions de géologie régionale, nous avons essayé, au cours de cette étude, d'apporter quelques précisions sur deux problèmes de géologie générale susceptibles d'intéresser tout géologue même s'il ne travaille pas en Afrique. Aussi au lieu d'aborder superficiellement les nombreux problèmes qui surgissent au cours d'une étude régionale, nous avons concentré nos efforts sur les problèmes de la signification sédimentologique et paléoclimatologique des niveaux à Stromatolites et des niveaux glaciaires et périglaciaires. Ce choix nous a été dicté par les possibilités offertes par la région, mais aussi par un goût et une attirance pour ce type d'étude.

L'étude tectonique de l'Adrar, et notamment celle de la zone plissée qui borde la chaîne des Mauritanides, ne sera qu'esquissée dans cette thèse. En s'appuyant sur les études de J. Marcelin (1965b), J. Marcelin et M. Pascal (1967) et R. Trompette (1963a), J.-C. Rippert a entrepris, au Tamkarkart et dans le cadre d'une thèse de 3^e cycle, d'étudier en détail les relations qui existent entre la structure des Mauritanides et celle de la frange plissée de l'Adrar.

1) Le travail sur le terrain

Le principal travail a été le relevé de coupes détaillées ; les hauteurs ont été mesurées au clisimètre, les longueurs ont été appréciées au pas ou, pour les longues coupes, par mesure

directe sur les photographies aériennes. Dans la description des coupes, un maximum de renseignements a été relevé ; les Stromatolites ont été décrits, photographiés, dessinés ; les structures sédimentaires, chenaux, ripple-marks, groove-marks..., analysées, mesurées.

Le travail de cartographie a été limité à quelques zones peu étendues, Jbéliat, région d'Hanouk, synclinaux de Dhlaiet Mermedha dans la zone plissée. Dans les deux premiers exemples, qui concernent des formations glaciaires, il s'agissait de reconstituer en volume les principaux corps sédimentaires ; dans le second cas l'établissement d'une stratigraphie passait par un levé de carte et une reconstitution de la structure. Ces levés de cartes ont été faits à l'échelle des photographies aériennes (1/50.000 environ) sur des surfaces réduites (100 à 400 km²).

Le travail sur le terrain s'est échelonné de 1960 à 1971. Les plus longues missions de terrain, 4 à 6 mois par an, ont été faites de 1960 à 1966 dans le cadre du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. De 1966 à 1970 j'ai occupé le poste de coopérant militaire, puis civil, détaché au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Dakar ; durant cette période j'ai pu faire, chaque année, une mission de deux mois environ. Au total j'ai passé une trentaine de mois sur le terrain dont environ 25 en Adrar de Mauritanie. Sur ces 25 mois de terrain un bon nombre ont été consacrés à des études hydrogéologiques : surveillance de sondages, relevés de puits...

L'essentiel du travail de terrain a pu être fait à véhicule. Je disposais au départ de deux Power-Wagon Dodge assez rapidement remplacés par des Land-Rover P.U. châssis-long, plus maniables, et consommant beaucoup moins d'essence. Les zones dunaires et le centre de l'Adrar très montagneux ont été étudiés au cours de courtes tournées à dromadaire.

2) Le travail en laboratoire

Au laboratoire, seul ou avec l'aide de camarades, j'ai effectué les études suivantes :

- une étude pétrographique en lame mince des principaux faciès ; c'est la principale étude de laboratoire. Les rares échantillons gréseux friables ont été étudiés à la loupe binoculaire.
- des essais de coloration à l'alizarine sulfonate de soude et au sulfate de cuivre des niveaux carbonatés à Stromatolites (R. Trompette, 1969a).
- un dosage de CaO et MgO par la méthode à l'EDTA, ethylene diamine tetracetic acid (B. Martinet, M. Deynoux et R. Trompette, 1969). Les premiers échantillons ont été dosés par M^{me} B. Martinet au Laboratoire du B.R.G.M. Dakar puis, par la suite, par M. Deynoux, C. Clinckx et moi-même au Laboratoire de Géologie de Dakar. Les résultats ont été reportés sur le diagramme triangulaire proposé par B. Martinet et J. Sougy (1961).
- une recherche qualitative des phosphates par le test au molybdate d'ammonium.

De plus, un certain nombre d'études, plus difficiles, ont été réalisées dans d'autres laboratoires, ce sont :

- des analyses de roches silicatées, soit complètes, soit le plus souvent limitées à quelques éléments (Si, Al, Fe, P), faites au Laboratoire du B.R.G.M. à Dakar.
Quelques dosages de phosphates ont été effectués par la Société Sénégalaise des Phosphates de Taïba.
- des études aux R.X des principaux faciès argileux au Laboratoire de l'Institut de Géologie de Strasbourg.
- des études géochimiques, avec en particulier le dosage du bore sur des échantillons argileux du Précambrien supérieur, de la fin de l'Ordovicien et du Silurien, faites par les laboratoires de

la S.N.P.A. à Pau.

- des études particulières, portant sur un nombre limité d'échantillons, réalisées par le laboratoire de Physique de la Faculté des Sciences de Dakar et de la Société Péchiney - St Gobain.

Le matériel paléontologique, Graptolites et Brachiopodes, a été confié à des spécialistes. Melle S. Willefert du Service Géologique du Maroc a assuré le très gros travail de détermination des faunes de Graptolites du Silurien. Melle J. Drot, du Muséum d'Histoire Naturelle a déterminé les Brachiopodes de la série fini-ordovicienne et silurienne, tandis que Ph. Legrand de la C.F.P. (Algérie) étudiait les deux faunules de Brachiopodes inarticulés du toit de la série 2.

3) La présentation de l'étude

La présentation s'inspire beaucoup de la thèse de J. Sougy (1964 [1961]). Les coupes seront d'abord décrites sous forme de tableau comportant un maximum de renseignements. Nous présenterons ensuite une étude pétrographique détaillée, suivie, pour les séries fossilifères, d'une étude paléontologique. Les principales données structurales seront regroupées dans un très court paragraphe de tectonique.

L'idée directrice a été de séparer, dans toute la mesure du possible, l'observation de l'interprétation. L'observation c'est d'abord la coupe de terrain avec la description détaillée du faciès, les épaisseurs.

Cette partie fastidieuse mais nécessaire qui constitue l'essentiel de cette étude sera affinée, améliorée, modifiée sur certains points par les travaux à venir. Mais elle restera en gros valable et en tout cas constitue une base précise sur laquelle peuvent s'appuyer les travaux ultérieurs.

Pour ce qui est de l'interprétation, il en va tout autrement. Le géologue qui étudie les séries métamorphiques anciennes n'a pas une chance sur mille d'arriver à reconstituer l'histoire de ces terrains. Pour le géologue sédimentaire, et notamment pour le géologue de bassin, les chances augmentent ; elles restent cependant bien faibles. L'histoire géologique que nous proposons pour l'Adrar est bien différente de celle donnée en 1952 par Th. Monod : vingt années d'études géologiques et l'apparition des photographies aériennes en sont les causes. Ces remarques invitent le géologue à faire preuve d'humilité et à constamment chercher à *séparer faits et interprétations*.

Lorsqu'on aborde la question de la présentation, il est intéressant de connaître les motivations des deux types possibles de lecteurs d'une thèse de géologie régionale. Un premier type de lecteur désire se faire rapidement une idée du travail et s'intéresse uniquement aux conclusions, c'est le cas du professeur qui enseigne la géologie africaine, du chercheur qui veut se tenir au courant. Il n'a pas le temps de vérifier la rigueur des raisonnements et fait confiance à l'auteur. Pour faciliter son travail, nous avons multiplié les conclusions partielles à la fin de chaque coupe, de chaque paragraphe, au risque même de nous répéter. Un second type de lecteur veut pouvoir se faire sa propre opinion, c'est le cas du géologue qui a, ou qui va, travailler dans une région voisine ou sur un problème voisin. A ce lecteur nous avons essayé de fournir le maximum de données "brutes". C'est ainsi que dans les coupes nous avons indiqué, pour chaque échantillon, toutes les études de laboratoire faites. Il est en effet intéressant pour ce lecteur de savoir si telle spongolithe phosphatée ou tels shales kaoliniques ont été déterminés macroscopiquement ou bien s'ils ont fait l'objet d'une lame mince, d'un dosage du phosphore, d'une étude aux R.X. Selon le cas le coefficient de crédibilité est bien différent.

Il nous reste à dire un mot du vocabulaire utilisé et notamment du vocabulaire pétrographique. Nous venons de voir que, pour les roches carbonatées, nous avons utilisé le diagramme proposé par B. Martinet et J. Sougy (1961). Pour les roches détritiques, nous avons utilisé l'échelle granulométrique de Wentworth. Les roches constituées d'éléments inférieurs à 2μ , ont été appelées argilites pour les faciès non consolidés et shales pour les faciès indurés. Le terme de schiste a été réservé aux formations métamorphiques de la "série d'Akjoujt". Ceci présente l'avantage de bien différencier les shales siluriens ou les intercalations de shales du Dévonien qui, au Tamkarkart, se trouvent au contact des schistes à séricite et chlorite de la "série d'Akjoujt". En cela nous avons suivi les propositions de G. Millot (1949).

Pour ce qui est des problèmes particuliers posés par la nomenclature des roches siliceuses et des dépôts glaciaires, nous les traiterons au moment où nous aborderons l'étude de ces formations.

D'une façon plus générale la question du vocabulaire se pose sous deux aspects principaux ; il est nécessaire :

- de bien définir les termes employés, de façon à se faire bien comprendre,
- d'essayer, dans l'utilisation de ces termes, de respecter la définition originale ou celle consacrée par l'usage.

Le second point est souvent difficile à satisfaire. Le sens de nombreux mots varie avec les époques et les auteurs, c'est le cas par exemple de schiste, jaspe, phtanite, tillite, et il est délicat de s'y retrouver. Aussi avons-nous porté l'essentiel de notre effort sur le premier point, quitte à nous exposer à quelques critiques de la part des puristes.

A la demande de la République Islamique de Mauritanie, les deux premières parties ont été ronéotypées, en juin 1969 pour la série 1, et en juin 1970 pour la série 2. Ces deux premières parties ont été reprises et complétées à la fin de 1971 et au début de 1972. Les conclusions ont été étoffées, le chapitre consacré aux Stromatolites augmenté des acquisitions récentes et notamment des premiers résultats des travaux de J. Bertrand-Sarfati sur les Stromatolites de l'Adrar. La rédaction de la série 3 a été achevée en juin 1971. Le texte définitif, que nous présentons ici, a été arrêté durant le printemps et l'été 1972.

E - GLOSSAIRE DES PRINCIPAUX TERMES GEOGRAPHIQUES MAURITANIENS UTILISES

1) Hydrographie

Achguig (pluriel ichiggen) : trou ou fente dans un rocher où s'accumule l'eau de pluie.

Aïñ (pl. Aïoun) : source ; puits en général mais surtout employé en Adrar pour désigner un ouvrage avec cuvelage en pierres sèches.

Batha (pl. Btah) : cours d'eau temporaire, large, plus ou moins ensablé.

Bir (pl. Biar ; diminutif Bouer, pl. Bouerat) : puits important profond. Il n'en existe pas en Adrar.

Daya (pl. Di) : mare temporaire dans une région plate, non rocheuse.

Grara (pl. Graïr) : zone d'épandage souvent argileuse avec parfois des cultures de décrue.

Guelta (pl. Glat) : mare dans une zone rocheuse.

Hassi (pl. Hassian) : puits en général ; mais surtout employé en Adrar pour désigner un ouvrage avec cuvelage en bois.

Iriji (pl. Arwaja ; dim. Arweiji) : source.

Melga (pl. Mlaga) : confluence.

Melzem (pl. Mlazem) : mare temporaire.

Ogla (pl. Ogol ; dim. Agueila, pl. Agueilet) : point d'eau peu profond, non aménagé, souvent creusé dans le lit mineur des oueds.

Oued (pl. Oudiane ; dim. Oudei, pl. Oudeiat) : cours d'eau temporaire.

Sebkha (pl. Sbakh) : dépression fermée collectant les eaux de ruissellement avec des dépôts d'argiles et de sel.

Tayaret : vallée ensablée.

Tichilit (pl. Tichilaten ou Tichalaten) : mare temporaire ; affluent d'un oued dans sa partie amont.

2) Relief et voies de communication

Açaba ou Assaba (pl. Açaïb) : rebord de plateau dominant une plaine.

Adrar (pl. Edraren) : chaîne de montagne allongée.

Aftot ou Aftout (pl. Iftoten) : vallée ou dépression allongée et étroite surtout dans les dunes.

Baten (pl. Butnan) : étendue plate au pied d'une montagne, d'une falaise.

Chanté : déformation du français chantier ; piste automobile.

Dhar (pl. Dhour) : plateau tabulaire.

Dra (pl. Edra) : grande dune allongée.

Foum (pl. Afouam) : entrée d'une gorge étroite.

Gaçba ou Gassaba (pl. Gaçbat ; dim. Gçeïba, pl. Gçeïbat) : dépression allongée entre deux dunes, deux montagnes.

Gara (pl. Gour ; dim. Gouvera, pl. Gouverat) : butte témoin à sommet tabulaire en terrain sédimentaire.

Garfa (pl. Graf) : gros rocher isolé.

Guelb (pl. Glab ; dim. Gleib, pl. Gleibat) : piton rocheux pointu généralement en terrain métamorphique.

Hajra (pl. Hjar) : pierre.

Hofra (pl. Hofrat ; dim. Hfira, pl. Hfirat) : cuvette, dépression.

Jala (pl. Jwali) : au pied d'un surplomb.

Jbeïl (pl. Jbeïlat) : petite montagne, colline.

Jerf (pl. Jraf) : escarpement d'une falaise.

Kedia (pl. Kediat ou Kda ; dim. Kdeïe) : montagne importante.

Kerba (pl. Kerban, Kreb) : falaise en cuesta peu importante, allongée.

Khatt (pl. Khtout) : dépression rectiligne allongée.

Khneg (pl. Khnoug) : défilé en zone montagneuse.

Ras (pl. Rous) : sommet, crête.

Regg (pl. Rgoug) : grande étendue plate couverte de petits cailloux et facile à parcourir.

Richa (pl. Richat) : crête rocheuse étroite.

Seheb (pl. Ashab) : terrain plat.

Tajala (pl. Tjal et Twajit) : colline rocheuse.

Tamurt (pl. Timuren) : mare, vallée plantée d'amour (gonakiers).

Tarf (pl. Atarif) : avancée d'une falaise.

Tores (pl. Torsan) : chemin, piste automobile.

Trab : pays.

Trig (pl. Trug) : chemin.

Le nomade a besoin d'un vocabulaire géographique varié et détaillé, notamment pour tout ce qui touche au relief et à l'eau assez rare dans ce pays. On pourra compléter ce glossaire sommaire en consultant notamment les ouvrages de A. Leriche (1955) et de R. Pierret (1948).

ETUDE DE LA SÉRIE 1

PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR

La série 1, rattachée au Précambrien supérieur est, en Adrar, bien définie. Elle est discordante sur le socle du Précambrien inférieur de l'Amsaga daté d'environ 2.500 à 2.700 MA. Elle est tronquée, à son sommet, par une discordance angulaire faible soulignée par des dépôts glaciaires qui constituent la base de la série 2. Cette discordance de la série 2 sur la série 1 est invisible à l'échelle d'une coupe. Elle apparaît cependant clairement dans la falaise au Sud d'Atar où, en circulant sur la piste en direction d'Akjoujt, on voit successivement tous les termes de la série 1 disparaître sous la base du groupe de Bthaat Ergil (partie inférieure de la série 2) qui, au Sud de l'Oued el Abiod, repose directement sur le socle. Le caractère discordant de la série 2 apparaît également très clairement à la lecture de la carte géologique schématique de la figure 9.

La série 1 a été subdivisée en quatre groupes discordants entre eux qui sont de haut en bas (tabl. I) :

- le groupe de l'Assabet el Hassiane I_{13} à I_{18}
- le groupe de Tifounke I_{12}
- le groupe d'Atar I_3 à I_{11}
- le groupe de Char I_1 à I_2

Chapitre I

MISE EN EVIDENCE AU SEIN DE LA
SÉRIE I DE QUATRE GROUPES DISCORDANTS

I - MISE EN EVIDENCE D'UNE DISCORDANCE DE RAVINEMENT A LA BASE DU GROUPE D'ATAR DANS
LA REGION DE L'OUED NTOUISKES ET D'HAMDOUN

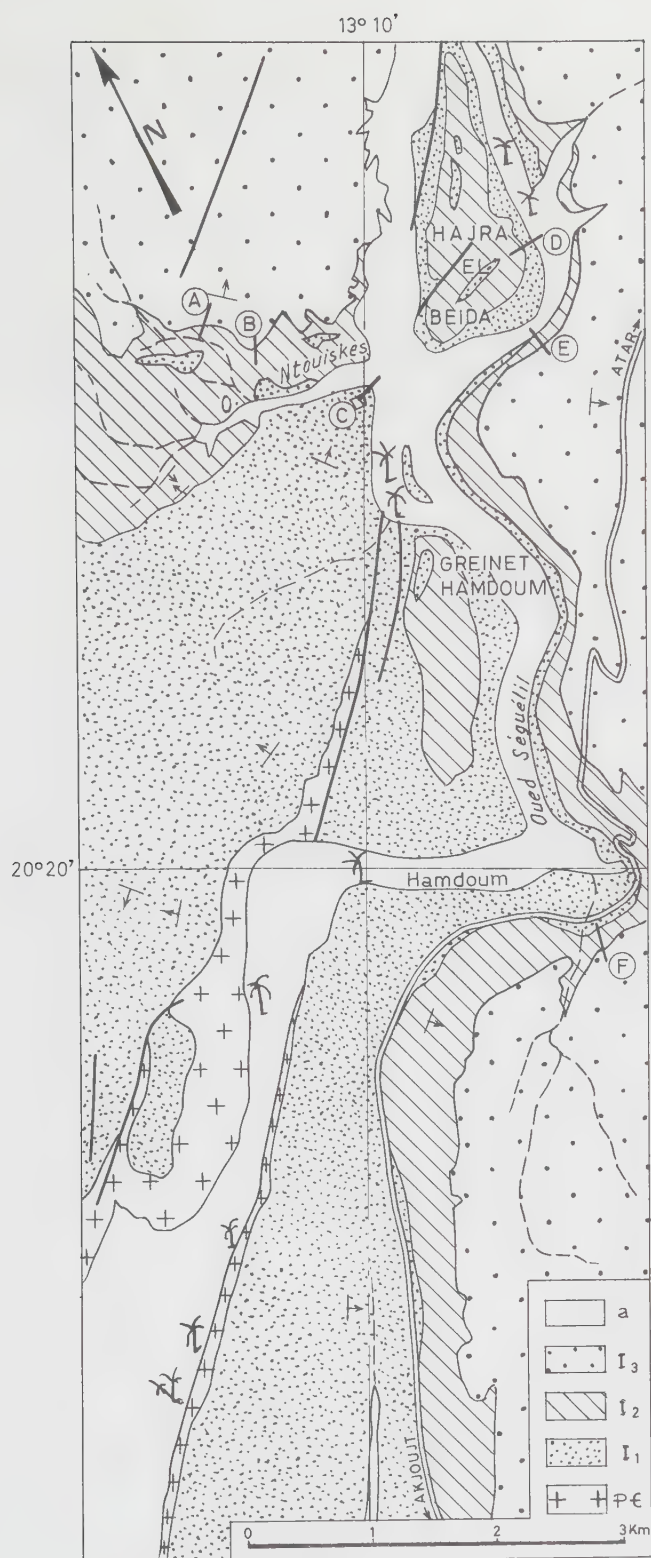
Cette discordance, soupçonnée par plusieurs auteurs dont M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy (1961) qui, à Timzak, observent un paléosol au toit de C₂ sous le conglomérat à galets éolisés du mur de C₃, R. Trompette (1962), Y. Peronne (1964 et 1966) et les géologues pétroliers de la S.A.P. et de la COPETAO, a été démontrée plus précisément par J. Sougy et R. Trompette (1966) dans la région de l'Oued Ntouskes et d'Hamdoun. Dans cette région les entailles des Oueds Ntouskes et Seguelil permettent de suivre l'évolution des formations I₁, I₂ et I₃ d'Ouest en Est ; nous décrirons en détail les coupes 1A, 1B, 1C, 1D et 1E (fig. 10 et 11), la coupe 1F sera décrite dans le paragraphe consacré à l'étude du groupe de Char (p. 64).

1) Coupe 1B de la rive gauche de l'Oued Ntouskes (fig. 11)

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
16	7,0	I ₃	8 et 9	grès moyen à grossier, friable, légèrement feldspathique, conglomératique à galets de quartz et de quartzite fréquemment éolisés de 3 à 4 cm de diamètre moyen atteignant parfois 15 cm ; ces galets sont particulièrement abondants 3 m au-dessous du mur de I ₃ .	éch. J.S.** 5287
	7,0	I ₃			
15	6,0	I ₂	6	alternance de grès fin dolomitique, tendre, micacé à cassure esquilleuse et de siltstone et shale lie de vin.	
14	6,5	I ₂	6	alternance de dolomie finement gréseuse, de grès dolomitique en plaquettes, à patine chamois, à empreintes de cristaux de sel, de siltstone et grès très fin violacés et de grès moyen à grossier en petits bancs ; au sommet un banc de 10 cm de sillexite à patine jaune, à cassure grise.	

* Le terme de galet est employé au sens large de cailloux, ballast (éléments de taille supérieur à 2 mm).

** Echantillon récolté par J. Sougy.



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE L'OUED NTOUISKES ET
D'HAMDOUN d'après J. SOUGY et R.TROMPETTE (1966).

a: Alluvions de l'Oued Seguelil; I_3 : Grès-quartzites de Foun Chor; I_2 : Grès, grès dolomitiques, dolomies et shales d'Azougui; I_1 : Grès-quartzites d'Agueni; P€: Précambrien ancien.

13	0,5	I ₂	6	grès très fin dolomitique (Cao = 14,3 % ; MgO = 9,8 %) à passées de dolomie gréseuse, à débit en plaquettes, cassure rose, patine chamois et nombreuses empreintes de cristaux de sel.	éch. J.S. 5286 L.M. (*)
12	5,5	I ₂	6	alternance de grès fin, rouge lie de vin, de shale lie de vin et de grès moyen en petits bancs.	
11	1,0	I ₂	6	grès-quartzite, moyen, à patine brun noir, à stratifications obliques, formant surface structurale.	
10	3,5	I ₂	6	grès moyen ferrugineux, tendre, à cassure brune terreuse et grès moyen, ocre, en petits bancs.	
9	0,3	I ₂	6	grès-quartzite moyen, dur, à patine noire et ripple-marks.	
8	17,5	I ₂	6	alternance de grès fin légèrement dolomitique, rouge lie de vin, de grès fin ocre en bancs de 20 à 50 cm et de grès-quartzite moyen, à cassure rose ou blanchâtre, à stratifications obliques, abondant au sommet.	
7	3,5	I ₂	5	alternance de grès fin, compact, ocre, en bancs de 10 à 40 cm, de grès fin légèrement dolomitique rouge lie de vin ou vert, tendre, à cassure esquilleuse avec quelques quartz arrondis millimétriques.	
6	0,3	I ₂	5	grès-quartzite, grossier, avec taches rouille de 6 à 10 mm constituées par des quartz arrondis cimentés par des oxydes et hydroxydes de fer ; par altération ces taches disparaissent, donnant un "grès à trous".	
5	8,5	I ₂	5	grès fin, dolomitique, légèrement argileux, tendre, à débit en esquilles, jaune ou rouge, avec rares quartz arrondis millimétriques.	
4	0,3	I ₂	5	banc dur de grès-quartzite à ripple-marks.	
3	3,5	I ₂	5	grès fin à très fin, légèrement dolomitique et argileux, rougeâtre.	
2	2,0	I ₂	5	grès fin, tendre, avec rares grains de quartz arrondis millimétriques.	
	58,9	I ₂			
1	2,0 et plus	I ₁	4	grès-quartzite dur à ripple-marks.	

2) Coupe 1A du ravin de la rive gauche de l'Oued Ntouiskes

Cette coupe se situe à un peu plus de 400 m à l'WNW de la précédente ; elle débute au niveau 11 de la coupe précédente, que nous avons suivi en continuité de la coupe 1B à la coupe 1A.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.	Description	N° éch. ; études
8	8,0	I ₃	grès moyen à grossier, légèrement feldspathique, conglomératique, à galets de quartz souvent éolisés de 3 à 4 cm de diamètre moyen ; ces galets sont particulièrement abondants à 5 m au-dessus du toit de I ₃ .	
	8,0	I ₃		

(*) lame mince.

7	12,0	I ₂	7	alternance de siltstone argileux, ocre à verdâtre, friable et de grès fin dolomitique, avec rares quartz arrondis millimétriques.	éch. J.S. 5288 L.M.
6	4,25	I ₂	7	grès dolomitique avec géodes tapissées de rhomboèdres bruns de plusieurs millimètres (dolomie ferrugineuse ou ankérite ?).	
5	1,0	I ₂	6	banc repère massif de dolomie avec, à 10 cm de la base, un mince lit irrégulier de silexite.	
4	8,0	I ₂	6	grès fin à très fin, dolomitique, localement argileux, avec rares quartz arrondis millimétriques et minces intercalations de dolomie finement gréseuse en plaquettes.	
3	11,5	I ₂	6	grès fin à très fin, dolomitique (CaO = 9,0 % ; MgO = 5,4 %), rouge lie de vin, avec taches sphériques millimétriques vertes et intercalations de dolomie franche en plaquettes.	
2	8,0	I ₂	6	rare affleurements parmi les éboulis de dolomie finement gréseuse et de siltstone et shale dolomitique lie de vin ; 20 m à l'Ouest de la coupe affleure le banc de grès dolomitique à empreintes de cristaux de sel du niveau 13 de la coupe 1B.	
1	1,0	I ₂	6	grès-quartzite moyen, dur, à patine sombre, niveau 11 de la coupe 1B.	
	45,75	I ₂			

La comparaison de ces deux coupes montre que dans l'Oued Ntouiskes les grès de Foum Chor I₃ reposent en discordance de ravinement sur I₂ ; de la coupe 1A à la coupe 1B 26 m de sédiments, qui représentent une partie des niveaux 6 et 7, ont progressivement disparu.

3) Coupe 1C de la petite butte témoin à l'embouchure de l'Oued Ntouiskes

Ni-veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
2	10,0	I ₂	5	grès fin dolomitique (CaO : 10,2 % ; MgO : 4,0 %) souvent rougeâtre avec grains de quartz arrondis millimétriques et mud-cracks.	éch. J.S. 5285 L.M.
1	4,0 et plus	I ₁	4	grès-quartzite moyen à ripple-marks.	

Cette petite butte présente une morphologie molle, inhabituelle, du fait que la coupe n'atteint pas le banc repère de grès-quartzite du toit de I₂ inférieur.

4) Coupe 1D de Hajra el Beïda

Cette butte témoin est située juste en amont de l'Oued Ntouiskes, entre l'ancien cours de l'Oued Seguelil et un méandre où il coule actuellement.

90m

A

CORRELATIONS DES COUPES 1A,1B,1C,1D,1E,1F DE L
LES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR DES SHALE
d'après J. Sougy et R.Tr

80

B

70

Oued Ntouiskes
rive gauche

60

C

Petite butte-témoin à l'embouchure
de l'Oued Ntouiskes

50

I₂ Sup

I₂ moyen

40

16

15

14

13

12

11

10

9

8

7

6

5

4

3

2

1

I₂ moyen

30

Oued Ntouiskes
ravin de la rive gauche

20

Premier banc-repère gréseux du I

10

I₂ inférieur

0



Toit des



Niv- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
13	3,0 et plus	I ₃	9	grès grossier, feldspathique avec à la base un niveau riche en galets éolisés.	éch. J.S. 5296 L.M.
12	4,0	I ₃	9	grès moyen à patine brun noir, à cassure blanche mouchetée de petites taches rouille constituées de quartz arrondis colorés par des oxydes et hydroxydes de fer.	
11	7,75	I ₃	9 et 8	grès-quartzite grossier, friable, à passées feldspathiques et conglomératiques avec galets de 3 à 4 cm de diamètre moyen de quartz et plus rarement de quartzite ; stratifications obliques.	éch. J.S. 5295 L.M.
	14,75	I ₃			
10	4,25	I ₂	6	grès-quartzite très fin, feldspathique, à patine grise, à débit en plaquettes, avec de nombreuses empreintes de galets mous, et grès fin dolomitique (CaO : 5,6 % ; MgO : 2,0 %) à cassure ocre avec rares quartz arrondis millimétriques, ripple-marks et empreintes de galets mous.	éch. J.S. 5294 L.M. éch. J.S. 5293 L.M.
9	0,3	I ₂	5	grès-quartzite très fin, feldspathique, avec rares quartz arrondis millimétriques, à patine grise, formant un ressaut bien visible dans la topographie.	éch. J.S. 5292 L.M.
8	5,5	I ₂	5	grès fin à ripple-marks.	
7	0,75	I ₂	5	grès-quartzite hétérogranulaire, feldspathique, à faciès de grès dolomitique à l'affleurement.	éch. J.S. 5291 L.M.
6	1,0	I ₂	5	siltstone et grès très fin avec quartz arrondis millimétriques épars.	
5	0,6	I ₂	5	banc massif de grès-quartzite à faciès de grès dolomitique à l'affleurement.	éch. J.S. 5290 L.M.
4	6,0	I ₂	5	grès fin, ferrugineux, localement dolomitique.	éch. J.S. 5289 L.M.
	18,3	I ₂			
3	3,75	I ₁	4	grès-quartzite moyen, à cassure blanche ou rose, à patine brun rouge.	
2	4,0	I ₁	4	grès-quartzite très grossier, conglomératique à galets de quartz et de quartzite de plusieurs centimètres ; au sommet quelques mouches de pyrite.	
1	2,0 et plus	I ₁	4	grès-quartzite moyen, massif, avec rares quartz épars millimétriques.	

Cette coupe montre que I₂ se poursuit, sous un faciès essentiellement gréseux, à l'Est de l'accident de l'Oued Seguelil.

5) Coupe 1E de la rive gauche de l'Oued Seguelil, au Sud de Hajra el Beïda

Ni-veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
5	6,0 et plus	I ₃	9 et 8	grès grossier feldspathique, friable, à cassure blanche, conglomératique avec galets de quartz souvent éolisés.	éch. J.S. 5298
4	3,0	I ₂	6	grès fin légèrement ferrugineux, friable, à cassure rosée, à mud-cracks, affleurant mal sous les éboulis de I ₃ .	
3	2,0	I ₂	5	grès et grès-quartzite fins en bancs à patine noire formant falaise, avec dans la partie supérieure une intercalation de grès dolomitique (CaO : 12,2 % ; MgO : 6,0 %) fin à passées conglomératiques formées de pastilles de dolomite et de quartz arrondis millimétriques.	
2	15,0	I ₂	5	grès fin en plaquettes affleurant mal.	éch. J.S. 5297 L.M.
	20,0	I ₂			
1	2,0 et plus	I ₁	4	grès-quartzite massif, conglomératique.	

6) Conclusions

La figure 11 synthétise les coupes décrites ci-dessus. *Le mur des grès-quartzites de Fouchor I₃ est marqué par une discordance de ravinement.* La partie supérieure des grès, grès dolomitiques, dolomies et shales d'Azougui I₂ diminue rapidement d'épaisseur d'Ouest en Est ; à l'Est de la faille de l'Oued Seguelil ils ne sont plus représentés que par les horizons de base essentiellement gréseux. I₃ repose, selon les coupes, sur le I₂ moyen (coupe 1B, 1D et 1E) ou supérieur (coupe 1A).

II - MISE EN EVIDENCE D'UNE DISCORDANCE DE RAVINEMENT AU TOIT DES DOLOMIES, CALCAIRES DOLOMITIQUES ET CALCAIRES DE TOUIDERGUILT I₁₁

Cette discordance de ravinement se traduit sur le terrain par de très fortes variations d'épaisseur des dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires de Touiderguilt I₁₁ ; elle est soulignée par des brèches de dolomie et de silexite (coupe 3 du Guelb Nouatil) ou par des argiles constituées d'illite et de kaolinite en égale quantité et des brèches de silexite (coupe 18 à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa). Nous décrirons successivement les coupes de Bthaat Ifernane, du Guelb Nouatil et la région plus complexe de l'Oued Tifounke où un second niveau bréchique apparaît dans la partie supérieure de I₁₂.

1) Coupes 2 de Bthaat Ifernane (fig. 12)

Ces deux coupes ont été relevées à la tête du ravin septentrional de Bthaat Ifernane, à 4 km au NNE du puits d'Aïn Touiderguilt. Dans toute cette zone, la discordance de ravinement entre les calcaires et calcaires dolomitiques de I₁₁ peu épais (20 à 25 m) et les brèches de dolomie et de silexite de I₁₂, est très nette et se voit dans le paysage où masses claires de I₁₁ et

masses sombres de I₁₂ sont étroitement imbriquées.

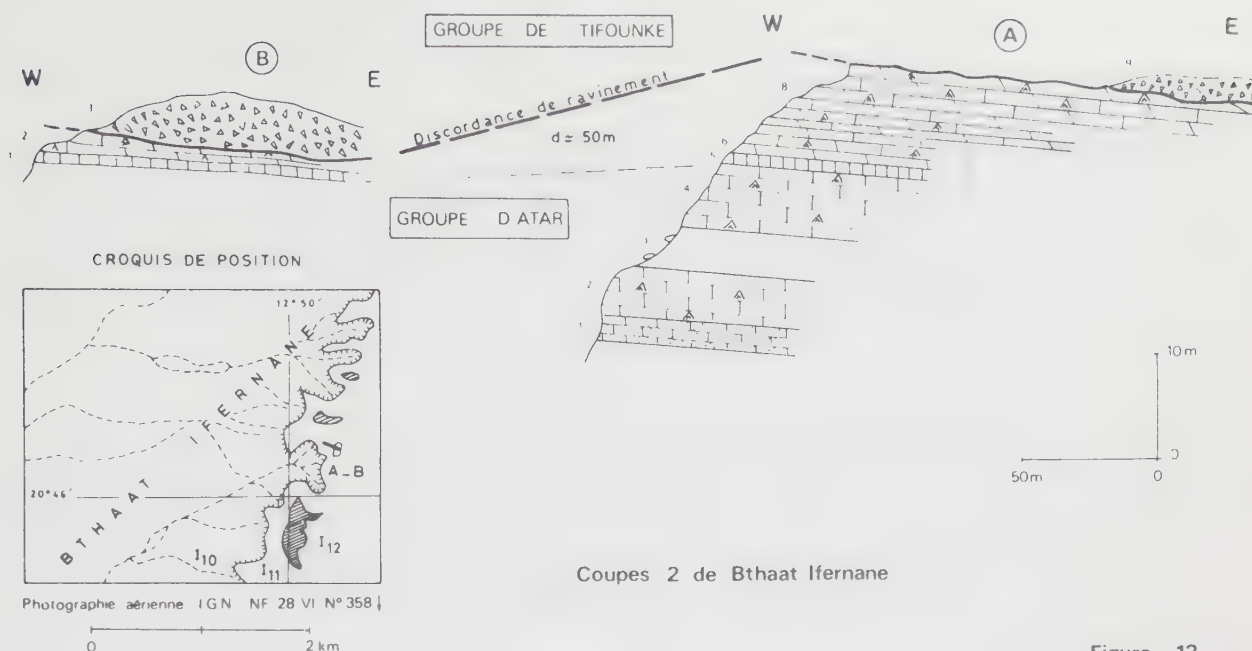


Figure 12

Coupe 2A

Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.	Description	N° éch. ; études
9	2,0	I ₁₂ 42	brèche de silexite altérée avec morceaux de Stromatolites entièrement silicifiés.	
8	5,0	I ₁₁ 38	calcaire et calcaire dolomitique bleus à traînées brunes, en bancs massifs à Stromatolites libres ou liés* de 10 cm de diamètre moyen, ou en bancs feuilletés formant des dômes de 1 à 3 m de diamètre.	
7	0,5	I ₁₁ 38	calcaire à calcaire dolomitique brun, localement bréchi-que, à Stromatolites liés de 10 cm de diamètre passant à des formes libres.	
6	2,6	I ₁₁ 38	calcaire à calcaire dolomitique bleus et bruns, locale-ment bréchi-ques, à Stromatolites libres, plus rarement liés de 20 à 40 cm de diamètre et à quelques Stromatoli-tes en coupoles métriques.	
5	0,8	I ₁₁ 38	calcaire massif, localement bréchi-que, rubané (alter-nance régulière de lits bruns et bleus) sans Stromatoli-tes ; correspond au niveau 8 de la coupe 18 à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa.	
4	6,5	I ₁₁ 38	calcaire bleu et brun, localement bréchi-que à Stromato-lites libres, plus rarement liés de 1 à 40 cm de diamè-tre et rares Stromatolites liés, formant des dômes mé-triques.	

* Voir dans le chapitre n° III (p. 139) consacré à l'étude du groupe d'Atar, la clasification adoptée pour les Stromatolites.

3	3,5	I ₁₁	38	calcaire bleu à passées brunes, à débit rognoneux ; en partie masqué par les éboulis des niveaux supérieurs.	éch. TA 2998
2	4,2	I ₁₁	38	calcaire bleu à passées brunes, parfois bréchique, en bancs massifs à rares Stromatolites libres de 20 à 40 cm de diamètre.	
	23,1	I ₁₁			
1	5,0 et plus	I ₁₀	37	calcaire silteux, siltstone calcaire et siltstone en plaquettes avec très nombreuses empreintes de courant (bounce-marks) ; sédimentation irrégulière, biseautage de bancs, lentilles.	

Coupe 2B

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
3	5,0	I ₁₂	42	brèche de silexite altérée, riche en Stromatolites silicifiés de 1 à 5 cm de diamètre ; équivalent du niveau 9 de la coupe 2A.	
2	1,5	I ₁₁	38	calcaire et calcaire dolomitique bleus et bruns avec Stromatolites libres et liés de 20 cm de diamètre ; équivalent du niveau 6 de la coupe 2A.	
1	0,8	I ₁₁	38	calcaire rubané (alternance régulière de lits bruns et bleus) massif, bien visible dans la topographie, équivalent du niveau 5 de la coupe 2A.	

Les dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires de Touderguilt I₁₁, épais de 23 m dans la coupe 2A n'ont plus que 16,5 m de puissance dans la coupe 2B, distante d'environ 50 m et où les niveaux 8, 7 et 6 partiellement, ont disparu. Le contact entre la brèche de I₁₂ et la formation carbonatée de I₁₁ n'a pu être observé, car il est toujours masqué par des éboulis de silexite ; néanmoins la discordance de ravinement apparaît clairement à la lecture de ces deux coupes.

2) Coupes 3 du Guelb Nouatil (fig. 13)

Le Guelb Nouatil est une avancée de la falaise située à 9 km à l'Est du puits d'Amochterski. La base du guelb est constituée par les grès très fins, siltstones, shales et calcaires silteux d'Aouleigate I₁₀ avec localement à la base le toit des calcaires et calcaires dolomitiques d'Aquinet ould Bou Derballa (I_g), notamment le niveau 35 à récifs de Stromatolites en sous-marins et bulbes d'oignons ; au-dessus affleure I₁₁ recouvert en discordance par la tillite qui marque la base de la série 2.

Coupe 3A

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
7	1,5 env.	I ₁₂	42	brèche à ciment dolomitique et à éléments centimétriques de dolomie, de silexite et plus rarement de calcaire silteux.	éch. TA 2991 L.M.

6	0,6	I ₁₁	40	dolomie à patine brune, à cassure fine gris bleu, à débit en parallélépipèdes, avec au sommet des lits centimétriques de silexite.	éch. TA 2990 L.M.
5	0,6	I ₁₁		éboulis ; non vu.	
4	29,0	I ₁₁	39	dolomie à dolomie calcaire (CaO : 30,52 % ; MgO : 19,2 % et CaO : 31,08 % ; MgO : 13,8 %), brune, en bancs de 0,5 à 1 m, lapiézée, à Stromatolites libres ou liés formant à certains niveaux des dômes métriques ; rares niveaux de brèche intraformationnelle.	
3	28,0	I ₁₁	39	dolomie calcaire en bancs massifs, lapiézée, à Stromatolites libres et liés formant des dômes métriques, ou en bancs plus minces de 5 à 15 cm, parfois légèrement silteux, sans Stromatolite.	
2	20,0	I ₁₁	38	calcaire bleu, plus rarement brun à Stromatolites libres et liés de 30 à 50 cm de diamètre et récifs de Stromatolites en forme de pains ronds de 0,75 m de diamètre moyen, avec nombreux niveaux microbréchiques et géodes centimétriques de calcite.	
1	3,0	I ₁₁	38	calcaire bleu et brun à stratification irrégulière ; les zones bleutées, plus dures, sont en saillie.	
	81,2	I ₁₁			
0	5,0 et plus	I ₁₀	37	siltstone et grès fin, micacés, en plaquettes, avec passées de siltstone carbonaté.	

Coupes 3 du Guelb Nouatil

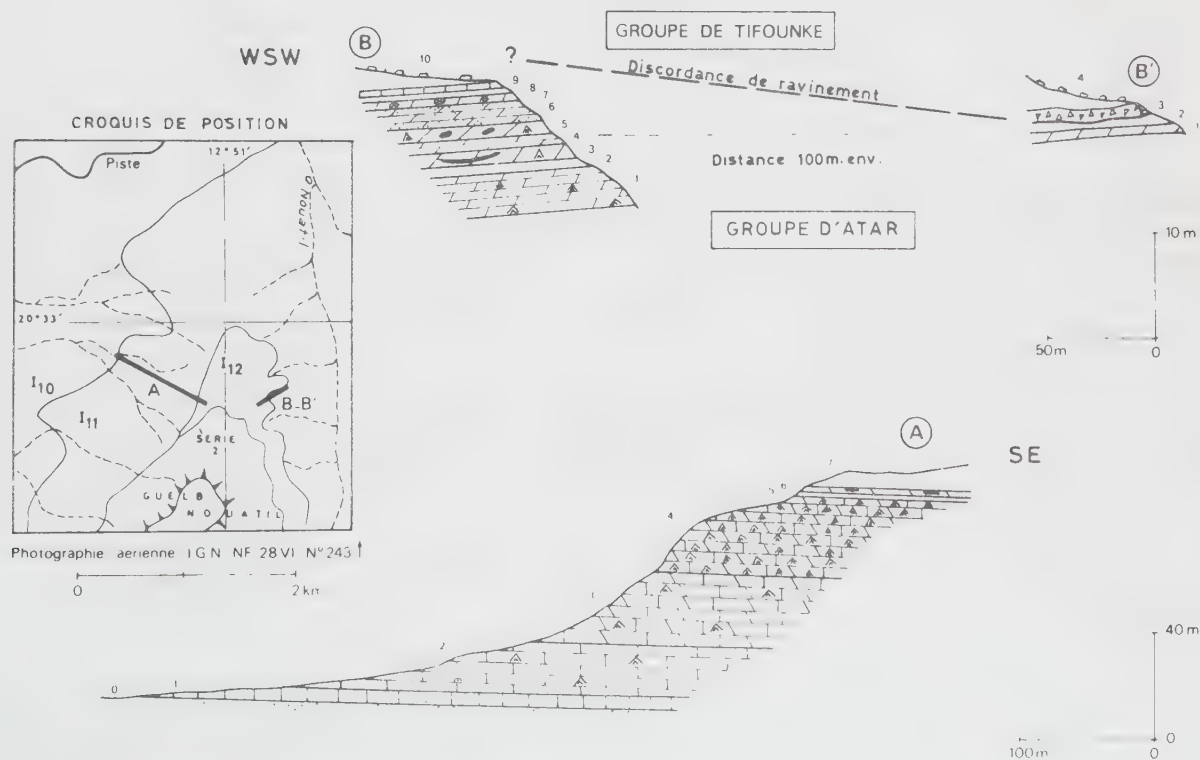


Figure 13

Coupe 3B

Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
10	5,0 et plus	?	?	éboulis ; non vu.	
9	0,4	I ₁₁	40	calcaire gris brun à nombreux lits centimétriques de silexite noire ; pas de Stromatolite.	
8	0,4	I ₁₁	40	éboulis ; non vu.	
7	0,9	I ₁₁	40	dolomie brune, massive, lapiézée, à rognons et lits discontinus de silexite et à Stromatolites libres et liés de 2 à 40 cm de diamètre ; au toit quelques Stro- matolites liés de grande taille formant des dômes mé- triques.	
6	1,9	I ₁₁	40	dolomie brune en plaquettes, parfois légèrement sil- teuse.	
5	1,0	I ₁₁	40	dolomie brune massive lapiézée à galettes et rognons de silex et Stromatolites liés, plus rarement libres, de 1 à 3 cm de diamètre.	
4	1,1	I ₁₁	40	dolomie en bancs de 5 à 15 cm, sans Stromatolite et sans accident siliceux ; faciès voisin de 6.	
3	1,5	I ₁₁	40	dolomie brune à Stromatolites liés, de 2 à 10 cm de diamètre, passant à des formes libres, avec de minces lits de silexite.	
2	1,0	I ₁₁	40 ?	éboulis, non vu.	
1	10,0 et plus	I ₁₁	39	dolomie brune massive à Stromatolites ; toit du niveau 4 de la coupe 3A.	

Coupe 3B'

Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
4	5,0 et plus	?	?	éboulis ; non vu.	
3	1,5	I ₁₂	42	brèche à ciment dolomitique brun rosé et à éléments an- guleux de dolomie et de silexite.	
2	1,0	I ₁₁	40	dolomie brune en plaquettes ; équivalent du niveau 6 de la coupe 3B.	
1	1,0	I ₁₁	40	dolomie brune massive à Stromatolites ; équivalent du niveau 5 de la coupe 3B.	

Entre les coupes 3B et 3B' distantes de 100 m les niveaux 9, 8, 7 et 6 en partie (coupe 3B), ont été érodés ; en 3B' la brèche de la base de I₁₂ repose directement sur l'équivalent du niveau 6 de la coupe 3B.

L'étude des coupes de Bthaat Ifernane et du Guelb Nouatil nous montre que les calcaires de Touiderguilt (C₁₁), tels qu'ils avaient été définis par Th. Monod (1952), doivent être divisés en deux ensembles.

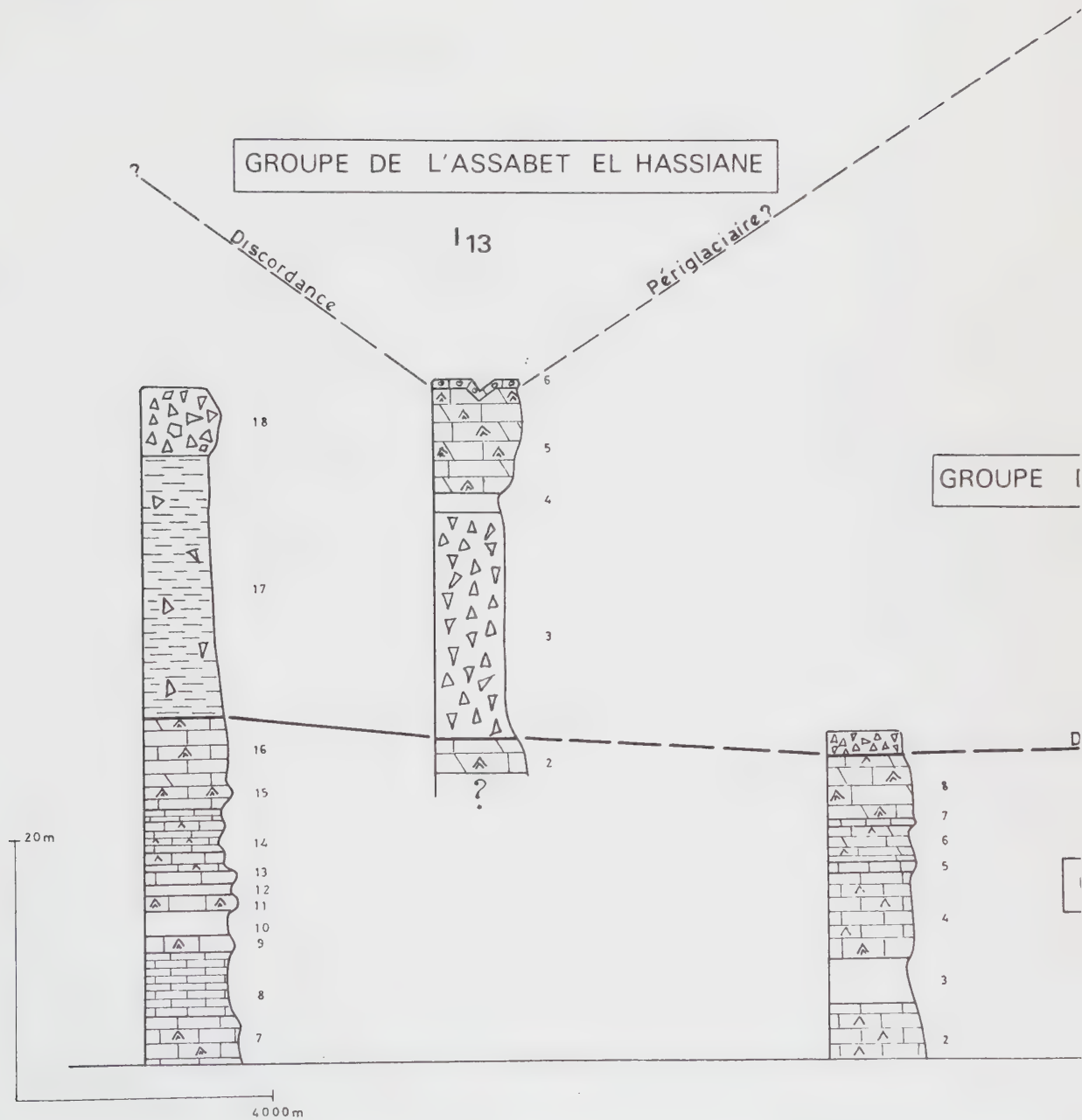
DISCORDANCE DE RAVINEMENT DE LA BASE DU GROUPE DE TIFOU SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DE L'ADRAR

NNE

AQUINET OULD
BOU DERBALLA
Coupe 18

BATHAT AGJIM
Coupe 20

BTHAAT IFERNANE
Coupe 2A



- à la partie inférieure, un ensemble carbonaté dont l'épaisseur varie de 20 à 25 m à Bthaat Ifernane à près de 90 m au Guelb Nouatil. Il est constitué, à la base de calcaires (niveau 38), dans sa partie moyenne de dolomies et de dolomies calcaires massives à Stromatolites (niveau 39) et à sa partie supérieure de dolomies à lentilles et rognons sombres de sillex (niveau 40). C'est cette formation carbonatée homogène que nous avons nommée "dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires de Touidergult I₁₁".
- au sommet, une brèche à ciment dolomitique et à éléments de sillexite et de dolomie (Guelb Nouatil) ou une brèche de sillexite (Bthaat Ifernane) qui a été prise comme base de I₁₂ et du groupe de Tifounke. Cette brèche comble une paléosurface d'érosion creusée dans I₁₁ (fig. 14).

3) Etude de la région de l'Oued Tifounke (fig. 14 et 15)

L'étude de cette région est compliquée par une tectonique de plis et de failles qui affecte I₁₀, I₁₁ et I₁₂ dans la partie sud de l'Oued Tifounke (fig. 15), et par l'importance des recouvrements (alluvions de l'Oued Nouatil) qui rendent les corrélations délicates.

Coupe schématique de l'Oued Tifounke (fig. 14)

La puissance des différents niveaux décrits est approximative du fait des variations de pendage dues aux plissements, et à l'étalement de la coupe sur plus de 2.500 m.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.	Description	N° éch. ; études
9	5,0 et plus	Série 2	éboulis avec quelques affleurements d'argilite vert moutarde à blocs.	
8	9,0 env.	I ₁₂	43 dolomie (CaO : 29,1 % ; MgO : 19,8 %) brune à Stromatolites le plus souvent liés de 1 à 15 cm de diamètre et à très nombreux bancs de sillexite.	TA 1671 L.M.
7	1,0	I ₁₂	43 brèche à ciment dolomitique avec mouches millimétriques de pyrite, très rarement d'oxyde de zinc (mis en évidence par méthode colorimétrique) et d'oxydes et hydroxydes de fer, à éléments de 1 à 10 cm de dolomie avec parfois des Stromatolites, et de sillexite ; même faciès que le niveau 3 de la coupe 3B' du Guelb Nouatil.	TA 2995 L.M.
6	12,0 env.	I ₁₂	43 non vu ; croûte calcaire blanche.	
5	38,0 env.	I ₁₂	43 dolomie brune et gris bleuté à Stromatolites libres rarement liés de 2 à 15 cm de diamètre, souvent silicifiés, à stratifications obliques centimétriques ; éch. TA 2994 (+30 m) : CaO : 25,76 % ; MgO : 17,8 % éch. TA 2993 (+5 m) : CaO : 31,08 % ; MgO : 21,2 %	TA 2994 L.M. TA 2993 L.M.
4	15,0 env.	I ₁₂	43 dolomie (CaO : 28,30 % ; MgO : 16,80 %) et dolomie calcaire brune, parfois gris bleuté, en bancs de 20 à 30 cm, à Stromatolites liés de 2 à 10 cm de diamètre et à nombreux rognons et lits discontinus de sillex ; rares passées peu épaisses de brèche dolomitique intraformationnelle (?).	TA 1669
3	1,0 env.	I ₁₂	42 dolomie brune bréchique ; pas d'éléments de sillexite.	TA 2992
2	4 à 5,0	?	? non vu ; dépôts quaternaires calcaro-argilo-gréseux blanchâtres.	

1	5,0 et plus	I ₁₁	38	calcaire bleuté en bancs réguliers, à Stromatolites libres plus rarement liés atteignant 0,50 m de diamètre ; rares niveaux à Stromatolites en dômes métriques.	
---	----------------	-----------------	----	---	--

Cette coupe peut être interprétée très différemment selon qu'on l'aborde par le Nord ou par le Sud.

- En venant du Sud, on est tenté de paralléliser les brèches de silexite du niveau 7 de la coupe de Tifounke et du niveau 3 de la coupe 3B' du Guelb Nouatil, étant donné leur faciès très voisin. Les calcaires et dolomies du Guelb Nouatil (ni. 1, 2, 3, 4, 5 et 6 de la coupe 3A et 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8 et 9 de la coupe 3B) sont alors l'équivalent latéral des calcaires, dolomies et silexites de Tifounke (niv. 1, 2, 3, 4 et 5) ; cette formation carbonatée, I₁₁, située immédiatement sous la discordance de ravinement, s'enrichirait en accidents siliceux vers le Nord.

- En venant du Nord les corrélations sont plus aisées et bien différentes. *La discordance de ravinement se suit sur le terrain de Bthaat Ifernane à l'Oued Tifounke.* Elle est notamment bien visible sur la rive gauche de l'Oued Touderguilt, à 2,5 km à l'Est du puits d'Aïn Touderguilt (fig. 15), où les dolomies bleutées de I₁₁ à Stromatolites libres centimétriques et à nombreux encroûtements d'oxydes, d'hydroxydes et de carbonates ferrugineux largement cristallisés, sont ravinées par une brèche à éléments de dolomie, de silexite et de carbonate ferrugineux. Au-dessus de cette brèche, I₁₂ est constitué d'une alternance de dolomie à Stromatolites et de silexite brune qui dessine, sur photographies aériennes, une succession de bandes festonnées au faciès photogéologique très caractéristique. Dans la coupe de l'Oued Tifounke, il est difficile de dire si la brèche du niveau 3, dépourvue d'éléments de silexite, représente la base de I₁₂ ou bien une simple brèche tectonique liée au passage de la faille qui, entre l'Oued Tifounke et le Guelb Nouatil, marque le contact I₁₀ - I₁₂ ; cependant l'étude photogéologique montre de façon quasi certaine que la discordance de ravinement passe au pied de la falaise du niveau 4, et qu'elle est probablement masquée par les dépôts récents du niveau 2.

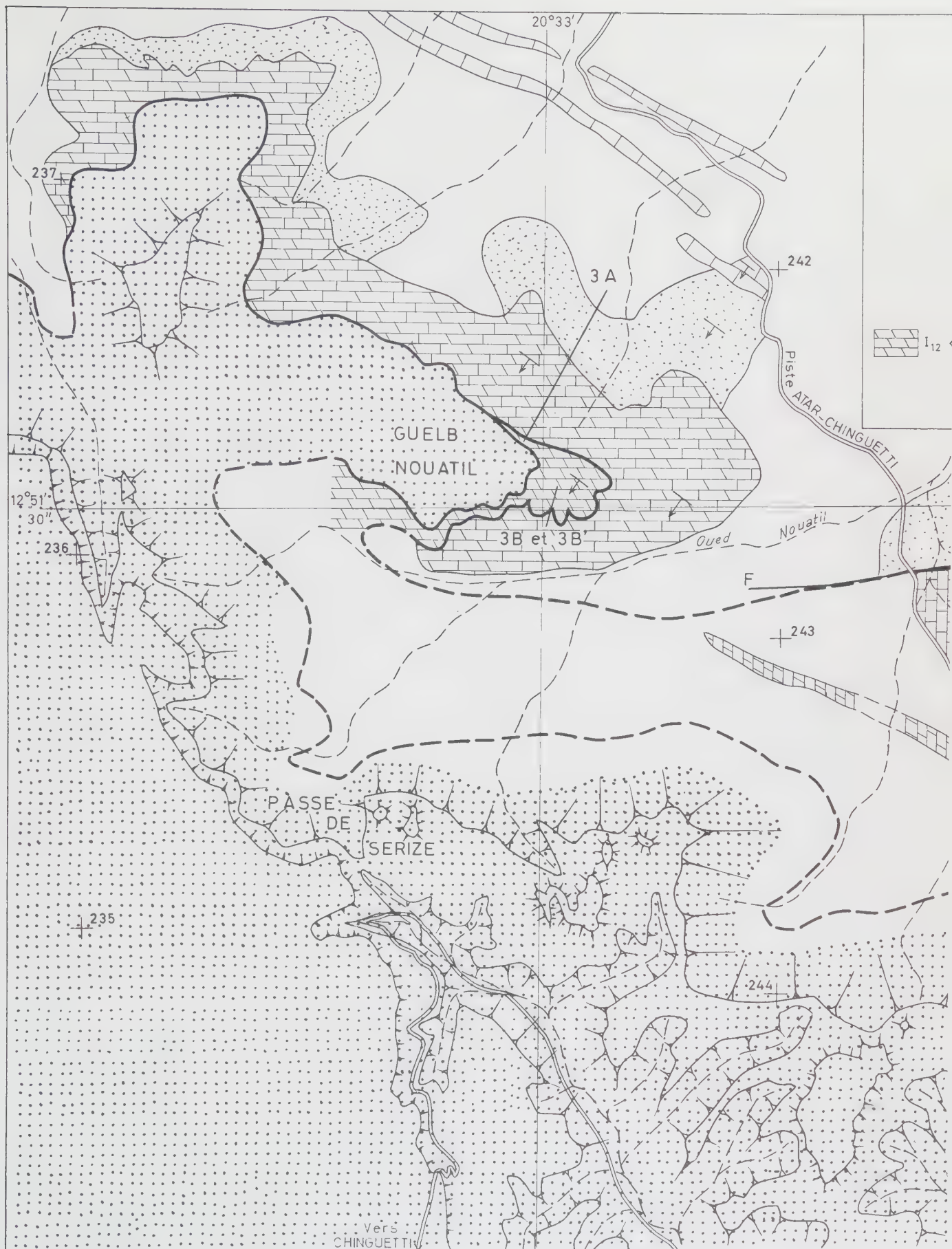
La seconde interprétation est donc de beaucoup la plus vraisemblable ; les carbonates et silexites des niveaux 4 et 5 de Tifounke représentent I₁₂, et non I₁₁. La brèche de silexite du niveau 7 peut, soit être interstratifiée, soit souligner une seconde discordance de ravinement, auquel cas il faudrait subdiviser I₁₂ en deux ensembles. Ce problème ne peut être résolu dans cette région où I₁₂ affleure de façon trop discontinue.

4) Conclusions

L'ensemble carbonaté décrit par Th. Monod (1952) sous le nom de calcaires de Touderguilt a été subdivisé en deux formations, I₁₁ et I₁₂, séparées par une discordance de ravinement que nous avons choisie comme base du groupe de Tifounke, non répertorié par Th. Monod.

La formation inférieure I₁₁ a une épaisseur très variable, son sommet étant tronqué par la brèche de la base de I₁₂. Vers le Nord elle est constituée de 20 à 30 m de calcaires dolomitiques qui, au Guelb Nouatil, sont complétés par environ 70 m de dolomie à Stromatolites avec au sommet de rares lits de silexite. La formation supérieure, I₁₂, débute au Guelb Nouatil et à Bthaat Ifernane par une brèche de dolomie et de silexite et se poursuit par une alternance régulière de dolomie et de silexite à Stromatolites.

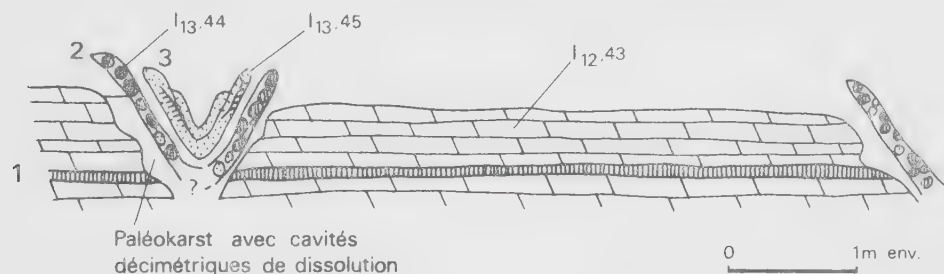
La figure 14 regroupe ces observations ainsi que les données des coupes 18 à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa et 20 de Bathat Agjim qui seront décrites dans les chapitres consacrés aux groupes



d'Atar et de Tifounke. En effet, c'est dans la région de Nouatil - Tifounke que la discordance de ravinement est particulièrement nette.

III - MISE EN EVIDENCE D'UNE DISCORDANCE DE RAVINEMENT AU TOIT DES ARGILITES, BRECHES DE SILEXITE, SILEXITES ET DOLOMIES DE I₁₂

La coupe 20 de Bthaat Agjim (fig. 76) montre le contact entre le groupe de l'Assabet el Hassiane et le groupe de Tifounke. A l'échelle de la coupe, il y a accordance entre les conglomérats à galets de silexite du niveau 6, qui constituent la base de I₁₃, et les dolomies calcaires du niveau 5 qui représentent le sommet de I₁₂. Il en va tout autrement à l'échelle de l'affleurement (fig. 16). Le sommet des dolomies calcaires à intercalations de silexite du niveau 43 est découpé en dômes aplatis au sommet, de 1 à 5 m de diamètre, très différents des dômes et coupoles stromatolitiques que nous aurons l'occasion de décrire dans le groupe d'Atar et qui sont, au moins pour une partie d'entre eux, des biohermes. Dans les dômes du sommet de I₁₂, *la stratification est horizontale* alors que dans les coupoles stromatolitiques la lamination, d'origine organique, suit la forme générale de l'édifice. D'autre part les dolomies calcaires sont massives et bien stratifiées alors que la structure des biohermes est feuilletée. *Ces dômes sont des formes dues à l'érosion karstique* surtout active à l'aplomb d'un réseau serré de diaclases ce qui explique leur disposition régulière. Entre les dômes, dans les dépressions étroites, profondes de 50 cm à 1 m, à parois généralement abruptes, affleurent des grès et des conglomérats à galets de silexite "plissés" en synclinaux aigus (pl. photo VIII). Le pendage de ces formations détritiques peut dépasser 45° (fig. 16).



Coupe détaillée du contact du groupe de l'Assabet el Hassiane (I₁₃) sur le groupe de Tifounke (I₁₂) [cf. coupe 20]

- 3 Grès-quartzite fin à stratifications obliques
- 2 Conglomérat à ciment gréseux et galets de silexite et de grès-quartzite
- 1 Dolomie lapiézée à rares intercalations de silexite

Figure 16

Le toit des argilites, brèches de silexite, silexites et dolomies du groupe de Tifounke est donc marqué par un *épisode continental* avec phénomènes de karstification très nets notamment sur le rebord des dômes (pl. photo VIII). Les grès et conglomérats de la base de I₁₃ reposent soit en accordance sur I₁₂ (toit des dômes), soit en discordance de ravinement (dépression périphérique). Nous aurons l'occasion, dans l'étude du groupe de Tifounke, de fournir une explication à cette curieuse disposition. Quoiqu'il en soit, il existe une discontinuité entre I₁₂ et I₁₃ dont l'importance et l'extension ne peuvent malheureusement pas être appréciées en Adrar étant donnée la faible surface d'affleurement du groupe de Tifounke.

IV - CONCLUSION : INDIVIDUALISATION DE QUATRE GROUPES AU SEIN DE LA SERIE 1

L'ensemble $C_1 - C_{11}$, rangé par Th. Monod (1952) dans le complexe de base, $C_1 - C_{19}$, a été subdivisé en quatre ensembles discordants qui sont de haut en bas, le groupe de l'Assabet el Hassiane, le groupe de Tifounke, le groupe d'Atar et le groupe de Char.

La description lithologique détaillée de la série 1 nous montrera que ces discordances, décelées par des études de détail ponctuelles, ont une valeur générale et qu'elles se retrouvent dans toute la zone cartographiée, les discordances I_3 / I_2 et I_{13} / I_{12} se prolongeant même au-delà des limites de l'Adrar. Elles constituent donc trois excellents éléments de corrélation.

Chapitre II

ETUDE DU GROUPE DE CHAR

Le groupe de Char est lithostratigraphiquement bien défini. Il est compris entre la discordance majeure des terrains sédimentaires sur le socle précambrien métamorphique granitisé et la discordance de ravinement de la base de I_3 . Il comprend de haut en bas : les grès, grès dolomitiques, dolomies et shales d'Azougui I_2 et les grès-quartzites d'Agueni I_1 . Il a été défini (J. Delpy, R. Trompette et J.R. Villemur, 1963) à Char (lat. : $21^{\circ}31'$; long. : $12^{\circ}51'$), ancien poste militaire situé sur la piste d'Atar à Fort Gouraud à 113 km au NNE d'Atar. Il y est assez peu caractéristique montrant des faciès assez différents de ceux de l'Adrar, notamment en ce qui concerne I_1 , qui est arkosique, grossier à très grossier et peu épais (50 m environ).

I - DESCRIPTION DES COUPES

A - ETUDE DU CONTACT DES GRES-QUARTZITES D'AGUENI I_1 SUR LE SOCLE PRECAMBRIEN ANCIEN DE L'AMSAGA

Dans la quasi-totalité de la zone étudiée, ce contact se situe au moins aux 4/5 supérieurs du premier tassili qui domine la pénéplaine précambrienne de 100 à 250 m, excepté dans la région d'Aouinet el Miss où la faille de Fom Joul abaisse le mur de I_1 au niveau de la pénéplaine de l'Amsaga.

Sur la carte au 1/200.000 Atar la limite socle I_1 est grossièrement rectiligne et orientée N-S. Les buttes témoins sont très rares et peu éloignées de la falaise qui correspond assez souvent à une zone de failles ou de flexures.

1) Coupe 4 de Nouar (fig. 17)

La coupe a été levée à hauteur de la source située au contact de I_1 sur le socle.

Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
4	3,4	I ₁	2	grès-quartzite moyen à grossier, à cassure vert clair ou brune, conglomératique avec des galets de quartz et de quartzite arrondis, parfois polyédriques, de 1 à 10 cm de diamètre.	TA 237 L.M.
3	2,0	I ₁	2	grès-quartzite grossier, vert clair.	

2	0,2	I ₁	1	grès grossier, friable à ciment vert de chlorites, conglomératique avec galets centimétriques de quartz souvent polyédriques et de granite.	TA 236 L.M.
1	5,0 et plus	Préc. ancien		granite à biotite, rose, altéré.	TA 235' L.M.

2) Coupe 5 de Toujounine el Shrir (fig. 17)

Cette coupe a été levée sur le flanc nord du ravin de Toujounine el Shrir, à 5 km au Nord de la coupe 4 de Nouar.

Ni-veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
3	1,5	I ₁	2	grès-quartzite grossier, feldspathique, à cassure blanche saccharoïde.	TA 251 L.M.
2	0,1	I ₁	2	grès-quartzite grossier, à cassure vert clair ou brune, en petits lits.	TA 250 L.M.
1	5,0 et plus	Préc. ancien		granite à amphibole altéré.	TA 249 L.M.

3) Coupe 6 d'Aïn el Ataya (fig. 17)

Cette coupe a été levée par M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy (1961) dans la passe routière d'Aïn el Ataya sur le bord sud de la piste Akjoujt - Atar.

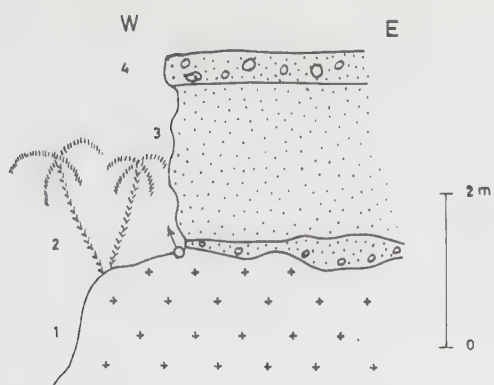
Ni-veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
4	3,0	I ₁	2	grès moyen blanc à stratifications obliques.	
3	0,1 à 0,2	I ₁	1	conglomérat à ciment gréseux et galets parfois à facettes de roches du socle et de quartz.	
2	0,2			argile micacée, feldspathique, bariolée.	
1		Préc. ancien		socle très altéré.	

4) Conclusions

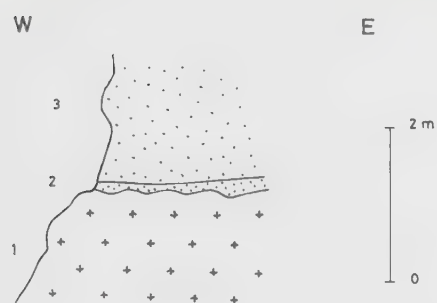
Le socle apparaît sous les grès-quartzites de I₁ comme très altéré, souvent, comme à Aïn el Ataya, partiellement transformé en argiles bariolées où domine la kaolinite. Cette profonde altération a pu être vérifiée par H. Plote (1960 a et b) lors de la reconnaissance par sondages du tracé du tunnel ferroviaire de Choum. Dans la falaise, sous I₁, la frange d'altération du socle atteint localement 40 m d'épaisseur.

Le conglomérat de base de I₁ est très mince, parfois absent (Toujounine el Shrir) ; il renferme à Aïn el Ataya des galets éolisés (M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy, 1961).

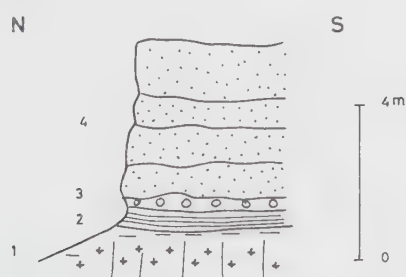
COUPE 4 DE LA SOURCE DE NOUAR



COUPE 5 DE TOUJOUNINE EL SHRIR

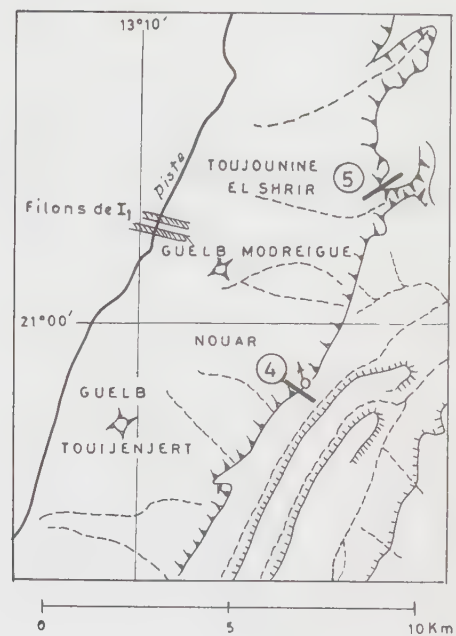


COUPE 6 D'AÏN EL ATAYA

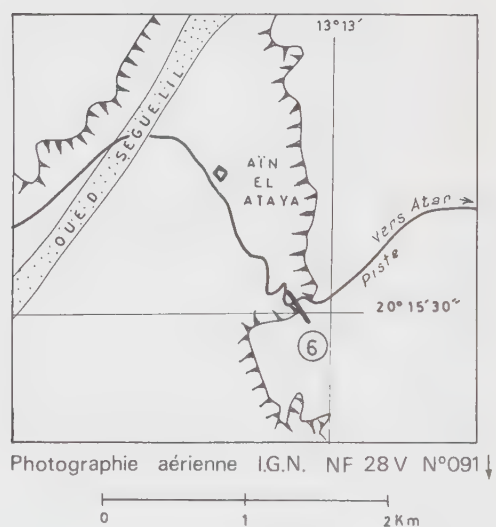


d'après M-O. Bongrand, R.Dars et J.Sougy (1961)

CROQUIS DE POSITION



CROQUIS DE POSITION



Etude de la base de I₁

Figure 17

Le contact de I_1 sur le socle apparaît en première approximation comme très régulier. Cependant la coupe 4 de Nouar montre que, dans le détail, la surface du socle, sous la transgression de I_1 , est bosselée. Dans cette même région cette irrégularité du socle est confirmée par la présence, au NW du Guelb Modreigue, au milieu des formations catazonales de l'Amsaga (fig. 17), de deux pseudo-filons de grès-quartzite de I_1 , longs de 4 à 5 km et larges de 1 à 2 m, situés environ 100 m plus bas que le contact socle - I_1 dans la falaise distante de 5 km. On est amené à imaginer que la surface du socle était, au moment de la transgression de I_1 , accidentée de profondes (jusqu'à 100 m) et étroites entailles. Une tranchée faite par A. Blanchot (d'après J. Barrère, 1965, p. 145) a permis d'atteindre la base d'un de ces filons qui avait sensiblement un profil en U.

B - ETUDE DES GRES-QUARTZITES D'AGUENI I_1

1) Coupe 7 d'Hamdoun (fig. 18)

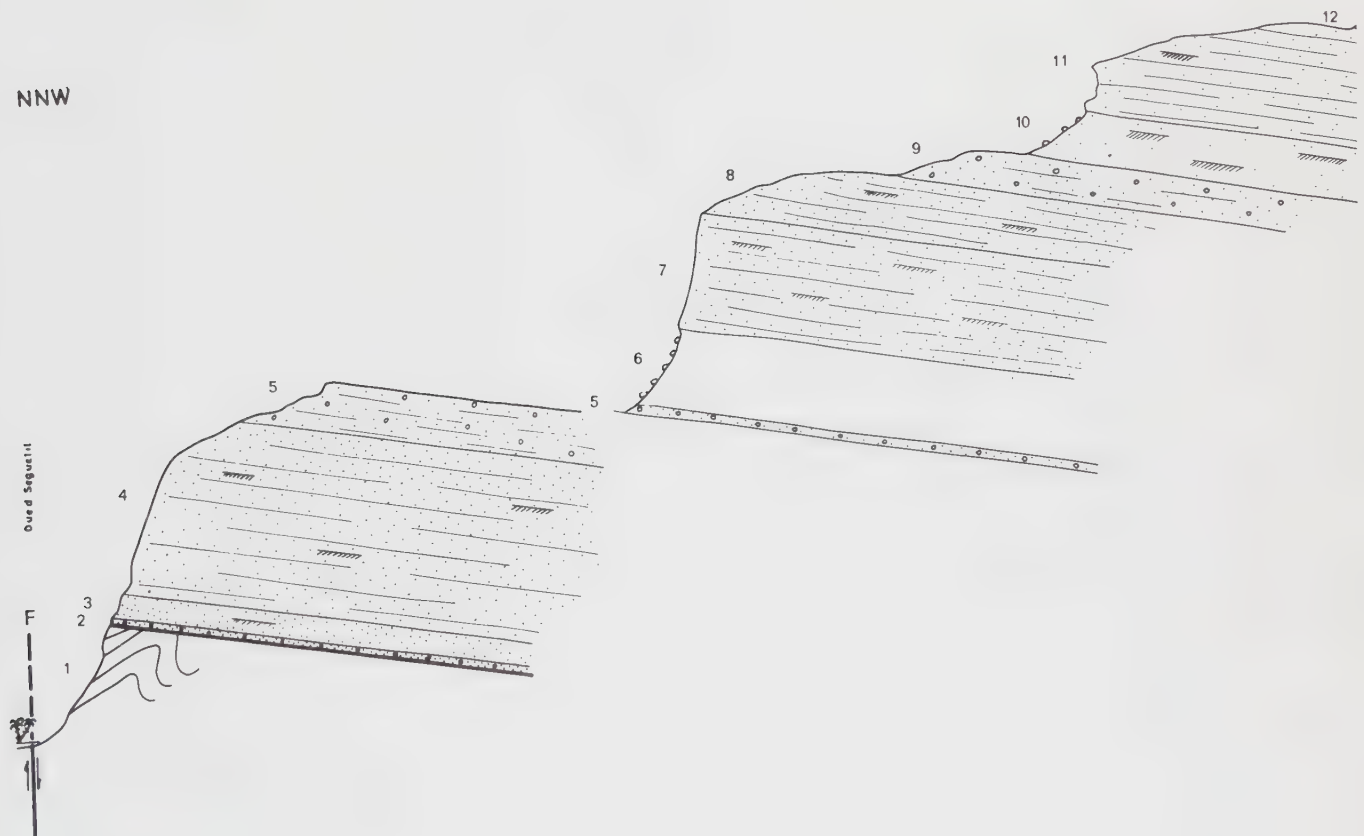
Cette coupe a été levée à proximité de la palmeraie d'Hamdoun. Le socle affleure en contre-bas dans le lit de l'Oued Seguelil ; I_1 constitue toute la falaise comprise entre l'oued et la piste Atar - Akjoujt.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° écn. ; études
22	6,0 et plus	I_3	8 et 9	grès grossier feldspathique, friable, conglomératique à galets de quartz et de quartzite de 3 cm de diamètre moyen, atteignant parfois 10 cm ; ces galets sont très abondants à 4 m au-dessus du mur de I_3 .	TA 1414 L.M.
21	7,0	I_2	6	grès fin à très fin, à patine sombre, à cassure blanche et à stratifications obliques.	
20	0,3	I_2	6	grès fin, feldspathique, avec rares quartz arrondis millimétriques.	
19	9,25	I_2	6	alternance de grès-quartzite fin, feldspathique, avec quartz arrondis millimétriques et de grès très fin et siltstone argileux affleurant mal ; à la base d'un banc de grès dolomitique (CaO = 7,8 % ; MgO = 3,8 %) de couleur ocre.	TA 1412 L.M. TA 1413 L.M.
18	0,3	I_2	6	grès fin, feldspathique, avec rares quartz arrondis millimétriques.	
17	2,25	I_2	6	grès très fin et siltstone argileux affleurant mal.	
16	7,0	I_2	5	grès-quartzite fin, feldspathique, avec rares quartz arrondis millimétriques et à nombreuses empreintes de galets mous ; au sommet un banc dur à patine sombre.	TA 1411 L.M. bino *
15	7,0	I_2	5	grès très fin et siltstone argileux avec quartz épars, arrondis de 0,4 à 0,5 mm de diamètre ; exploité en carrière pour le revêtement de la piste.	
	33,1	I_2			

* Etude à la loupe binoculaire après désagrégation.

14	7,5	I ₁	4	grès-quartzite moyen, feldspathique conglomératique à galets arrondis centimétriques de quartz et de quartzite, à nombreuses mouches rouille de 4 à 8 mm de diamètre constituées de quartz arrondis agglomérés par des oxydes et hydroxydes de fer ; débit en masses arrondies.	TA 1410 L.M.
13	6,5	I ₁	4	alternance de grès-quartzite moyen et grossier en petits bancs, feldspathique, à cassure blanche, à ripple-marks, et à stratifications obliques avec nombreuses mouches rouille de 3 à 5 mm de diamètre (idem 14).	TA 1409 L.M.
12	2,0	I ₁	4	grès-quartzite moyen conglomératique à galets de 5 à 20 cm de quartz arrondis ou polyédriques souvent dégagés par l'érosion ; mouches rouille de 0,5 à 1 mm de quartz colorés par des oxydes et hydroxydes de fer.	TA 1408 L.M. bino
11	22,0	I ₁	4	grès moyen, feldspathique, à cassure blanchâtre ocre ou mauve, en petits bancs à patine sombre, à ripple-marks, à stratifications obliques, mud-cracks et fentes de dessiccation ; l'alternance de bancs durs et tendres donne naissance à de nombreux abris sous roche (Pl. photo I A).	TA 1407 L.M.
10	10,0	I ₁	4	grès fin, tendre, feldspathique, à cassure brune renfermant des galets aplatis de quelques millimètres de siltstone ocre ; affleure mal sous des éboulis.	TA 1406 L.M.
9	7,5	I ₁	4	grès-quartzite moyen, à cassure blanche ou mauve, conglomératique avec galets de quartz de 1 à 10 cm de diamètre, et nombreuses empreintes de galets mous ; débit en blocs arrondis à patine grise ou fauve.	TA 1405 L.M.
8	11,5	I ₁	4	grès-quartzite fin à moyen avec rares feldspaths, à cassure blanche ou brune, en petits bancs avec ripple-marks de grande taille, stratifications obliques et empreintes de galets mous ; au sommet une passée de grès grossier.	
7	23,0	I ₁	4	grès-quartzite fin à moyen (cf. 8), en bancs massifs, à ripple-marks et stratifications obliques ; passées de grès-quartzite grossier avec quartz arrondis et mouches rouille de plusieurs millimètres de diamètre.	TA 1404 L.M. TA 1403 L.M.
6	15,0	I ₁	4	non vu ; éboulis.	
5	9,0	I ₁	3	grès grossier, friable, feldspathique (feldspaths roses automorphes atteignant parfois 5 mm) en bancs massifs à stratifications obliques, conglomératique avec galets de quartz et plus rarement de quartzite de 1 à 10 cm de diamètre, polyédriques, avec quelques formes éoliennes caractéristiques.	TA 1402 L.M.
4	35,0	I ₁	2	grès-quartzite fin et moyen alternant, à cassure rose, verdâtre ou blanchâtre, à ripple-marks et à stratifications obliques, en bancs massifs ou en minces lits à débit en plaquettes.	TA 1401 L.M.
3	5,0	I ₁	2	grès moyen, tendre, à mouches rouille constituées de quartz millimétriques arrondis colorés par des oxydes et hydroxydes de fer.	
2	1,0	I ₁	1	grès-quartzite, friable, conglomératique avec rares galets de quartz de 1 à 3 cm de diamètre.	TA 1400 L.M., bino
	155,0	I ₁			
1	15,0	Préc. ancien		gneiss verdâtre altéré.	

COUPE 7 DES GRÈS-QUARTZITES D'AGUENI I₁ ET DES GRÈS, GRÈS DOLOMITIQUES
DOLOMIES ET SHALES D'AZOUGUI I₂ A HAMDOUM



Le niveau 5 conglomératique, à galets éolisés, donne par désagrégation des regs blancs bien visibles dans le paysage et qui se suivent aisément sur les photographies aériennes. Ce niveau repère permet de distinguer :

- un I₁ supérieur (niveau 4 de l'échelle stratigraphique) épais à Hamdoun de 104 m, constitué de grès-quartzites moyens feldspathiques avec plusieurs passées conglomératiques.
- un I₁ moyen (niveau 3) conglomératique à galets éolisés, épais de 9 m à Hamdoun.
- un I₁ inférieur (niveaux 1 et 2) homogène massif, épais de 41 m à Hamdoun, formé de grès-quartzites fins à moyens et débutant par un conglomérat qui renferme localement des galets éolisés (M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy, 1961).

Selon Y. Peronne (1964), qui a étudié ces grès en détail dans le cadre d'une prospection métallogénique de la base de la couverture du bassin de Taoudeni, ces trois subdivisions se retrouvent, plus ou moins nettement, sur toute la carte au 1/200.000 Atar.

C - ETUDE DES GRES, GRES DOLOMITIQUES, DOLOMIES ET SHALES D'AZOUGUI I₂

1) Etude de la région de l'Oued Ntouiskes et d'Hamdoun (fig. 10 et 11)

L'étude des coupes levées dans cette région (voir chapitre I) nous permet de subdiviser I₂ en trois :

- le I₂ supérieur ou niveau 7 de l'échelle stratigraphique, épais de 16,5 m dans l'Oued Ntouiskes, constitué de grès très fins dolomitiques et de siltstones.
- le I₂ moyen ou niveau 6 de l'échelle stratigraphique, épais de 54,5 m où apparaissent des faciès franchement carbonatés. On peut distinguer : au sommet, 23 m où les intercalations de dolomies franches, ocre ou chamois, à cassure rosée, à lits de sillexite et empreintes de trémies de sel, deviennent abondantes ; à la base, un ensemble finement lité où alternent grès durs en petits bancs et grès dolomitiques rouges tendres.
- le I₂ inférieur ou niveau 5 de l'échelle stratigraphique, formé de grès fins parfois légèrement dolomitiques, lités, tendres, souvent rougeâtres couronnés par des grès-quartzites massifs à patine sombre ; cette dalle gréseuse dure individualise, une cinquantaine de mètres en avant des affleurements du I₂ moyen, une petite falaise bien visible dans la morphologie.

2) Coupe 8 de la palmeraie de Taïzent (fig. 19)

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
31	8,0 et plus	I ₃	9	grès grossier, feldspathique, avec lits conglomératiques à galets de quartz de 1 à 2 cm et à stratifications obliques.	TA 1399
30	1,0	I ₃	8	grès grossier, friable, à ciment kaolinique, conglomératique avec très nombreux galets centimétriques de quartz et plus rarement de quartzite dont certains sont éolisés.	TA 1398

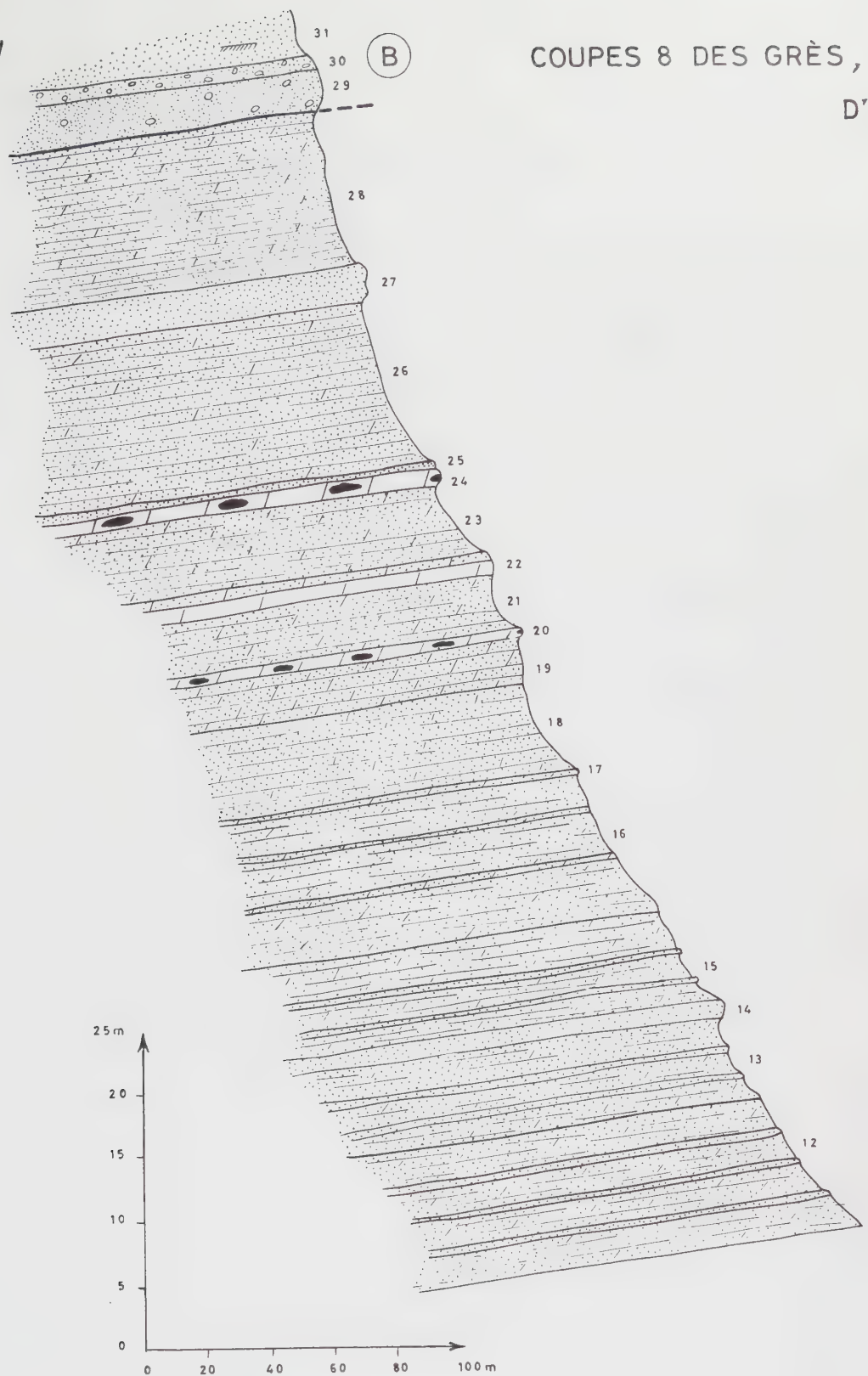
29	3,5	I ₃	8	grès-quartzite moyen à grossier, friable, légèrement feldspathique, conglomératique à galets centimétriques de quartz parfois éolisés et à stratifications obliques ; le contact I ₃ - I ₂ est, dans le détail, irrégulier et moutonné.	TA 1397 L.M. et bino
	12,5	I ₃			
28	11,5	I ₂	7	siltstone à ciment dolomitique légèrement calcaire (CaO : 12,25 % ; MgO : 7,10 %), ocre ou verdâtre, à débit en rognons ou en plaquettes, à ripple-marks et concrétions de marcassite limonitisée.*	TA 1396 L.M. TA 1395 L.M.
27	3,0	I ₂	7	siltstone feldspathique à cassure rosée, avec nombreuses mouches millimétriques rouille constituées d'oxydes et d'hydroxydes de fer et de carbonates largement cristallisés (ankérite ?).	TA 1394 L.M.
26	13,0	I ₂	7	siltstone dolomitique (CaO : 11,55 % ; MgO : 6,95 %) vert, ocre, mauve à débit rognoneux ; à +6 m, 0,5 m de grès fin à très fin à structure graphique (cavités remplies d'oxydes de fer).	TA 1393 L.M.
25	0,5	I ₂	7	siltstone feldspathique dolomitique, légèrement calcaire (CaO : 6,15 % ; MgO : 3,12 %) avec géodes de 1 à 3 mm garnies de calcite en grandes plages colorées par des oxydes et hydroxydes de fer.	TA 1392 L.M.
24	1,5	I ₂	6	dolomie brune, très finement gréseuse avec lits de silexite.	TA 1391
23	5,5	I ₂	6	grès fin dolomitique rouge et vert avec quelques grains de quartz arrondis millimétriques.	TA 1390
22	2,0	I ₂	6	dolomie brune légèrement silteuse avec au sommet un placage d'épaisseur variable de grès fin dolomitique à empreintes de galets mous.	
21	4,0	I ₂	6	grès fin, dolomitique, légèrement argileux, avec rares quartz arrondis millimétriques alternant avec des bancs de 15 à 25 cm de dolomie silteuse.	
20	0,75	I ₂	6	banc massif de dolomie brune, légèrement silteuse, à cassure rosée, à silex noir en lits ou lentilles ; ce banc disparaît au Sud de la coupe.	TA 1389 L.M. TA 1388
19	3,5	I ₂	6	dolomie silteuse, ocre, en bancs de 0,5 m d'épaisseur, à débit en plaquettes, alternant avec des grès fins dolomitiques rouges et verts.	
18	7,0	I ₂	6	grès fin à moyen dolomitique, très légèrement argileux, rouge tacheté de vert, avec figures de slumping.	
17	0,5	I ₂	6	dolomie silteuse (CaO : 17,35 % ; MgO : 10,80 %) brun jaune, à cassure rose, avec très nombreux dendrites de manganèse.	TA 1387 L.M.
16	11,5	I ₂	6	grès fin à moyen à ciment de dolomie (CaO : 8,05 % ; MgO : 5,10 %) et d'oxydes et d'hydroxydes de fer, légèrement micacé, rouge lie de vin tacheté de vert avec intercalations de dolomie silteuse en bancs de 5 à 10 cm, à patine ocre, à cassure rose, de siltstone dolomitique rouge fissile et de shale.	TA 1385 L.M. TA 1386 TA 1384

* Le terme de limonite est synonyme de goethite cryptocristalline.

WNW

(B)

COUPES 8 DES GRÈS, GRÈS D'AZOU



15	7,0	I ₂	6	alternance de grès moyen à grossier, dolomitique, ocre avec galettes de quelques millimètres de dolomie verte, à stratifications obliques, et de grès moyen à grossier, dolomitique, rouge lie de vin.	
14	1,5	I ₂	6	grès très fin alternant avec des grès moyens à grossiers; bancs de 5 à 15 cm, à ciment dolomitique, ripple-marks, mud-cracks et galettes de quelques millimètres de dolomie verte.	TA 1383 L.M.
13	6,5	I ₂	6	grès hétérogranulaire fin à grossier, dolomitique, brun ocre, tendre, poreux, à quartz arrondis millimétriques et à galettes centimétriques de dolomie verte.	TA 1382 L.M.
12	12,0	I ₂	6	grès hétérogranulaire, à ciment de dolomie et d'oxydes et d'hydroxydes de fer, rouge lie de vin avec passées vertes, à débit rognoneux.	TA 1381 L.M.
11	2,0	I ₂	5	grès-quartzite très fin, feldspathique, légèrement dolomitique, à cassure rose, avec passées de grès moyen en bancs de 5 à 10 cm à patine sombre, ripple-marks, rides de plage en feston (F.J. Pettijohn et P.E. Potter 1964, Pl. 84 A) et empreintes de galets mous.	TA 1380 L.M.
10	6,4	I ₂	5	grès moyen à grossier à ciment dolomitique un peu argileux, friable, rougeâtre.	
9	2,2	I ₂	5	grès fin avec passées de grès moyen à grossier à empreintes de galets mous.	
8	0,5	I ₂	5	grès moyen à grossier à ciment dolomitique légèrement argileux, rouge lie de vin.	
7	1,5	I ₂	5	éboulis ; non vu.	
6	2,1	I ₂	5	grès fin dolomitique avec passées de grès moyen à grossier à cassure rose, à ripple-marks, en bancs mal individualisés.	TA 1379
5	2,4	I ₂	5	grès moyen à ciment d'oxydes, d'hydroxydes de fer et d'argiles, brun, friable, en bancs de 5 à 15 cm.	
4	0,6	I ₂	5	grès grossier à très grossier à ciment dolomitique et ferrugineux peu abondant, poreux.	TA 1378 bino
3	2,5	I ₂	5	grès hétérogranulaire ; faciès voisin de 5.	TA 1377 L.M.
2	0,25	I ₂	5	grès grossier, légèrement dolomitique, brun, avec nombreuses empreintes de galets mous ; au sommet enduit violine de grès ferrugineux.	TA 1376
	111,70	I ₂			
1	3,0	I ₁	4	grès-quartzite fin à très fin avec mouches rouille de 0,1 à 0,2 mm de diamètre, en bancs de 5 à 20 cm à ripple-marks et à stratifications obliques.	TA 1375

On retrouve à Taïzent, avec quelques variations dans les faciès et les épaisseurs, les trois ensembles individualisés dans les coupes de l'Oued Ntouiskes.

I₂ supérieur, niveau 7 de l'échelle stratigraphique (28 m) est nettement plus épais que dans l'Oued Ntouiskes. Il est constitué de siltstones et de grès très fins dolomitiques ; on y rencontre un faciès très caractéristique (TA 1392) constitué par un siltstone dolomitique à

géodes millimétriques remplies de calcite brune.

I₂ moyen, niveau 6 de l'échelle stratigraphique (63 m) est un peu plus épais que dans l'Oued Ntouiskes ; il est aussi plus franchement carbonaté. On peut encore y distinguer une partie supérieure où affleurent, au sein de grès hétérogranulaires dolomitiques rouges et verts, des bancs de dolomie franche, parfois silteuse à rognons et lits de silex et une partie inférieure constituée de grès hétérogranulaires dolomitiques rouges et verts sans intercalations de dolomie. Cependant on se gardera d'accorder de l'importance à cette division, la coupe de Taïzent montrant que les bancs de dolomie sont discontinus.

I₂ inférieur, niveau 5 de l'échelle stratigraphique (20,5 m) est plus épais qu'à Ntouiskes, il forme toujours une petite cuesta bien dégagée en avant de la falaise principale de I₂.

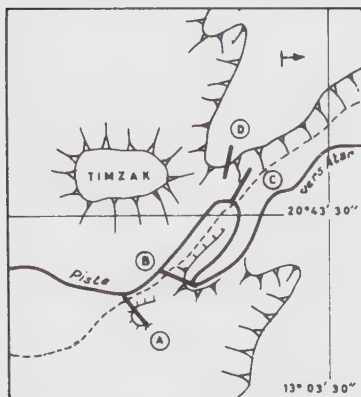
3) Coupe 9 schématique de Timzak (fig. 20)

Cette coupe a été levée dans la passe routière de Timzak, dans le cours de l'oued. Les conditions d'affleurements sont médiocres, c'est pourquoi les données de cette coupe sont approximatives.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
20	20,0	I ₃	9	grès-quartzite fin à cassure blanche ou rosée et à très nombreuses stratifications obliques.	TA 1240 L.M. et bino
19	1,5	I ₃	9	grès-quartzite fin à cassure saccharoïde et patine sombre, avec au sommet des galettes de silex blanchâtre de plusieurs centimètres de diamètre renfermant du phosphate (réaction positive au molybdate d'ammonium).	TA 1238 L.M. TA 1239 L.M.
18	8,5	I ₃	9	grès-quartzite fin à très fin, dur, à stratifications obliques et dépôts zonés d'oxydes de fer ; forme un surplomb.	
17	17,0	I ₃	9	grès très fin, légèrement micacé, feldspathique, à cassure blanche avec rares mouches millimétriques rouille, en petits bancs réguliers ; rares passées de grès moyen.	TA 1237 L.M.
16	0,8	I ₃	9	grès moyen feldspathique, ocre, avec très nombreuses taches rouille millimétriques.	TA 1236 L.M. et bino
15	14,0	I ₃	9	grès très fin à cassure blanche ou ocre avec nombreuses mouches rouille de 0,3 à 0,4 mm de diamètre constituées de quartz colorés par des oxydes et hydroxydes de fer ; rares passées de grès grossier à très grossier.	TA 1235 L.M.
14	5,0	I ₃	9	éboulis ; non vu.	
13	4,0	I ₃	9	grès fin, blanchâtre, feldspathique à mouches millimétriques rouille et à stratifications obliques ; rares passées de grès grossier à ciment ocre, ferrugineux.	
12	8,5	I ₃	9	falaise bien visible dans la morphologie constituée de haut en bas de : - 4 m de grès-quartzite fin à moyen, feldspathique, friable à passées conglomératiques - 2 m de grès fin à moyen, feldspathique, légèrement micacé, à cassure blanche - 2,5 m de grès grossier feldspathique.	TA 1234 L.M. et bino

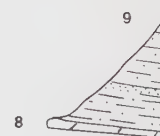
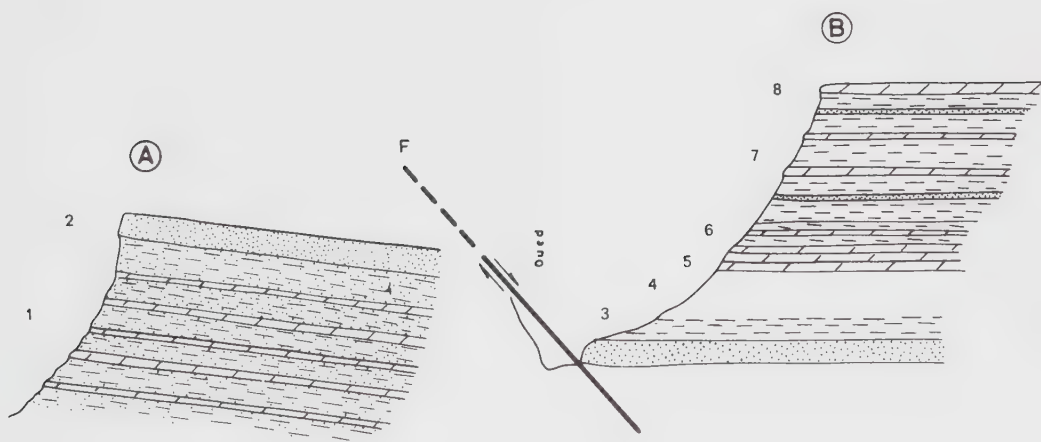
COUPES 9 DE I₂ ET I₃ A TIMZAK

CROQUIS DE POSITION



Photographie aérienne I.G.N. NF 28 V N° 2804

0 1 2 Km



11	6,5	I ₃	9	grès-quartzite fin à très fin, blanchâtre ou rosé, très légèrement argileux, feldspathique, avec passées de grès moyen à grossier.	TA 1233 L.M.
10	0,8	I ₃	8	grès fin à moyen conglomératique avec galets de quartz centimétriques dont certains sont éolisés (M.-O. Bon-grand, R. Dars et J. Sougy, 1961).	
	86,6	I ₃			
9	19,0	I ₂	7	shale micacé, fissile avec quelques passées de siltstone ou de grès très fin argileux à débit rogneux.	TA 1232
8	0,8	I ₂	6	dolomie calcaire (CaO : 28,5 % ; MgO : 13,4 %) à patine ocre avec nombreux petits filonnets noirs de calcite.	TA 1231 L.M.
7	10,5	I ₂	6	shale bleu et noir avec fines intercalations de dolomie et de grès ; partiellement masqué par les éboulis.	
6	2,0	I ₂	6	shale bleu noir à faciès de shale à Graptolites du Silurien, avec rares bancs de 5 cm de dolomie ocre.	TA 1230
5	2,25	I ₂	6	dolomie (CaO : 20,0 % ; MgO : 13,2 %) à cassure ocre et rosée, à dendrites de manganèse, en petits bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur.	TA 1229 L.M.
4	4,0	I ₂	6	éboulis masquant probablement des shales.	
3	1,5	I ₂	6	shale micacé bleu et mauve avec petits lits de grès très fin.	
2	2,0	I ₂	6	grès moyen à ciment argilo-ferrugineux, verdâtre ou rougeâtre, à structure amygdalaire (sédimentation irrégulière).	TA 1228 L.M.
1	15,0	I ₂	6	falaise constituée de shale vert fissile avec fines intercalations de dolomie brune fétide (CaO : 24,6 % ; MgO : 16,0 % et CaO : 25,5 % ; MgO : 16,4 %) et de grès fin à très fin feldspathique, verdâtre, à ciment argileux avec quartz arrondis épars de 0,4 mm de diamètre, à débit rogneux ; sédimentation irrégulière, lentilles, biseautage de bancs.	TA 1227a et b RX 186 TA 257 TA 258 TA 259 TA 1226 L.M. TA 1225 TA 1224 L.M.
	57,05	I ₂			

Dans cette coupe la base de I₂ est cachée par les alluvions et les dunes de la dépression de Timzak - Tayaret. Le phénomène essentiel est l'apparition au toit de I₂ de shales qui étaient absents dans les coupes du Sud (Taïzent, oued Ntouskes). Sur le flanc sud de l'éperon rocheux où ont été levées les coupes A et B (fig. 20), G. Pouit (renseignement oral) a observé au sein de I₂ une discordance de ravinement entre les shales à intercalations dolomitiques (niveau 1 de la coupe de Timzak) et les grès moyens à ciment argilo-ferrugineux du niveau 2. L'extension et l'importance de cette discontinuité ne sont pas connues. En décembre 1968, une demi-journée a été consacrée à revoir cette zone. A notre avis il n'y a pas discordance. Le "ravinement" s'explique par le passage d'une *faille inverse peu pentée* abaissant le compartiment est (côté falaise). Cette faille serait le prolongement de celle indiquée dans la coupe 9A.

4) Coupe 1F à Hamdoum, à hauteur de la carrière de la piste (fig. 11)

La position de cette coupe est indiquée sur le croquis de la figure 10.

Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
9	6,0 et plus	I ₃	9 et 8	grès grossier, feldspathique, friable à galets centimétriques de quartz et de quartzite ; ces galets, souvent éolisés, sont particulièrement abondants 4 m au-dessus du mur de I ₃ .	TA 1414 L.M.
8	7,0	I ₂	6	grès fin à très fin, à patine sombre, à cassure blanche et à stratifications obliques.	TA 1412 L.M. TA 1413 L.M.
7	0,3	I ₂	6	grès fin, feldspathique, avec rares quartz arrondis millimétriques.	
6	9,25	I ₂	6	alternance de grès-quartzite fin, feldspathique, à quartz arrondis millimétriques et de grès très fin et siltstone argileux affleurant mal ; à la base un banc de grès dolomitique.	
5	0,3	I ₂	6	grès fin, feldspathique, avec rares quartz arrondis millimétriques.	
4	2,25	I ₂	6	grès très fin et siltstone argileux affleurant mal.	
3	7,0	I ₂	5	grès-quartzite fin, feldspathique, avec rares quartz millimétriques arrondis et nombreuses empreintes de galets mous.	TA 1411 L.M.
2	7,0	I ₂	5	grès très fin et siltstone légèrement argileux avec grains de quartz épars, arrondis de 0,4 - 0,5 mm de diamètre.	TA 1410 L.M.
	33,1	I ₂			
1	3,0 et plus	I ₁	4	grès-quartzite moyen, légèrement feldspathique, conglomératique avec galets épars arrondis de quartz et de quartzite atteignant 10 cm de diamètre.	TA 1410 L.M.

Cette coupe, tout comme les coupes levées dans la région d'Hajra el Beïda (coupe 1D et 1E, fig. 11), montre que I₂ se prolonge à l'Est de la faille de l'Oued Seguelil où il n'est représenté que par sa base gréseuse (niveau 5 et partie inférieure du niveau 6) difficile à différencier des grès-quartzites de I₁ et de I₃.

5) Conclusions

La comparaison des coupes de Timzak, Taïzent de l'Oued Ntouïskes et d'Hamdoum montre les grandes variations d'épaisseur et de faciès de I₂. Dans la coupe de Taïzent, I₂ a été subdivisé en trois ensembles, un ensemble supérieur (niveau 7) constitué de grès fin et siltstone dolomitique, un ensemble moyen (niveau 6) caractérisé par des bancs de dolomie franche à silex et empreintes de trémies de sel et un ensemble inférieur (niveau 5) essentiellement gréseux mais où certains bancs ont un ciment dolomitique, ce qui les différencie, assez nettement, des grès de I₁ à ciment siliceux.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

A - LE SOCLE (éch. TA 235' et 249)

Sous le couronnement de I_1 le socle est très altéré. Ce sont généralement les feldspaths les plus touchés ; le degré d'altération est cependant très variable. C'est ainsi que l'échantillon TA 235' (granite à biotite de la coupe 4 de Nouar) montre à côté de plages de feldspaths, grisâtres, entièrement transformés en damourite, à aspect floconneux en lumière polarisée, des cristaux de microcline plus petits parfaitement limpides.

B - LES GRES-QUARTZITES D'AGUENI I_1

Nous étudierons successivement les trois horizons individualisés dans la coupe 7 d'Hamdoun.

1) Le I_1 inférieur (niveaux 1 et 2 de l'échelle stratigraphique) éch. TA 236 et 1400 ($I_{1,1}$) ; TA 237, 250 et 1401 ($I_{1,2}$).

Cet ensemble, bien individualisé, est compris entre la discordance majeure sur le socle et le conglomérat du I_1 moyen. Il forme, à Hamdoun, une falaise verticale d'une quarantaine de mètres d'épaisseur. Le contact sur le socle, dans trois des quatre coupes décrites (Nouar, Aïn el Ataya, Hamdoun), est marqué par un grès conglomératique épais d'un mètre environ à galets de quartz, de quartzite et plus rarement de granite et de schistes cristallins et à ciment gréseux, grossier, à quartz détritiques arrondis, rares feldspaths très altérés, chlorites et oxydes et hydroxydes de fer. A Aïn el Ataya, M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy (1961) ont décrit des galets éolisés en place, ou peu dérangés, à facettes et arêtes sinueuses émoussées.

La masse de I_1 inférieur est constituée par une alternance de grès-quartzite fin à grossier bien lité, en bancs massifs ou plus souvent en minces lits à débit en plaquettes, à ripple-marks et stratifications obliques. On y rencontre fréquemment, notamment dans la passe routière d'Aouinet el Miss, des grès à cassure verte, assimilables aux "grès malachite" de Th. Monod, (1952, p. 27) ; la couleur verte est due à un ciment abondant de chlorites (éch. TA 237 et 250).

Examen microscopique

- texture granulaire en mosaïque
- quartz détritique subarrondi (*), très souvent nourri, le contour de l'ancien grain est souligné par de très fines paillettes de chlorites ; une étude à la loupe binoculaire de l'échantillon TA 1400 montre de nombreux grains ronds-mats
- morceaux de micro-quartzite à texture engrenée
- très rares feldspaths altérés en damourite
- grains roulés de tourmaline verte et de zircon
- lamelles de muscovite, de biotite altérée souvent décolorée et de chlorite
- film intergranulaire d'illites en voie de kaolinisation, de chlorites, de calcite, avec de petits feldspaths automorphes limpides néoformés.

(*) D'après la charte d'estimation de la morphoscopie des grains de W.C. Krumbein et L.L. Sloss (1955) interprétée par J.-P. Thouvenin in J.-J. Menning et P. Vittimberga (1962).

2) Le I₁ moyen conglomératique (niveau 3 de l'échelle stratigraphique)

éch. TA 1402 (I₁,3).

Epais de 9 m à Hamdoun, il donne naissance par désagrégation à un petit reg blanc, de 10 à 100 m de large, à galets de quartz, qui se suit sur photographies aériennes d'Aïn el Ataya au Sud jusqu'à la passe routière d'Aouinet el Miss au Nord ; il constitue un excellent niveau repère. C'est un grès grossier, friable, feldspathique (feldspaths roses atteignant parfois 5 mm), à stratifications obliques, conglomératique à galets de quartz blanc et de quartzite, de forme polyédrique à faces planes et à arêtes usées ; on note quelques galets arrondis et de rares galets éolisés à arêtes sinueuses et émoussées.

Examen microscopique

- texture détritique à grains jointifs passant localement à une texture granulaire en mosaïque
- quartz détritiques souvent nourris
- orthose, microcline abondant automorphe non altéré, rares plagioclases
- rares grains roulés de tourmaline.

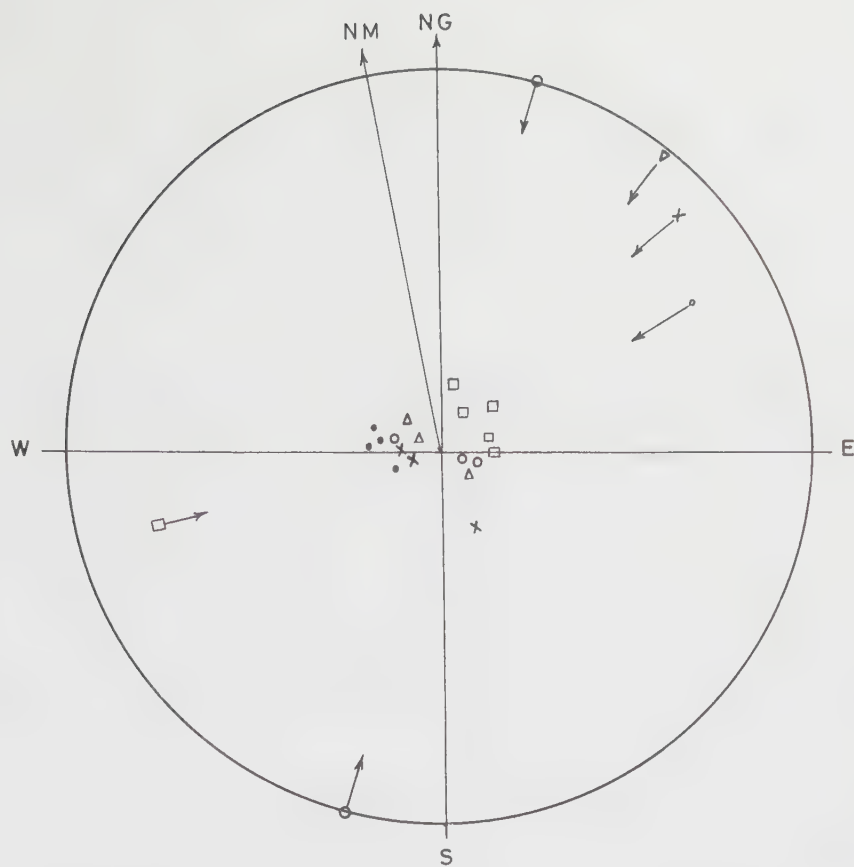
3) Le I₁ supérieur (niveau 4 de l'échelle stratigraphique) éch. TA 1403, 1404, 1405, 1406, 1407, 1408, 1409 et 1410 (I₁,4).

Les grès de I₁ supérieur, épais de 105 m à Hamdoun forment, entre les regs blancs de désagrégation de I₁ moyen et la piste Akjoujt - Atar qui suit la base de I₂, une succession de cuervas plus ou moins importantes. Ce sont des grès-quartzites, feldspathiques, à ripple-marks, stratifications obliques, empreintes de galets mous, fentes de dessiccation et mud-cracks remaniés (R. Shrock, 1948, p. 201). Les épisodes conglomératiques sont fréquents ; les galets de quartz, plus rarement de quartzite, de forme polyédrique sont peu abondants. Aucun galet typiquement éolien n'a été récolté en place.

Les stratifications obliques de la coupe d'Hamdoun forment souvent de petits chenaux ou gouttières plats dont la largeur est inférieure à 1 m, l'épaisseur de quelques dizaines de centimètres et la longueur de 1 à 3 m. Il est difficile de définir la forme exacte et l'orientation de corps sédimentaires d'aussi petite taille. Les mesures reportées sur la figure 21 ont été faites sur *plusieurs bancs* ; elles indiquent un courant variable avec, semble-t-il, une direction dominante du NE vers le SW. Cependant cette étude est trop succincte pour qu'on puisse en étendre les conclusions à l'ensemble de I₁ en Adrar.

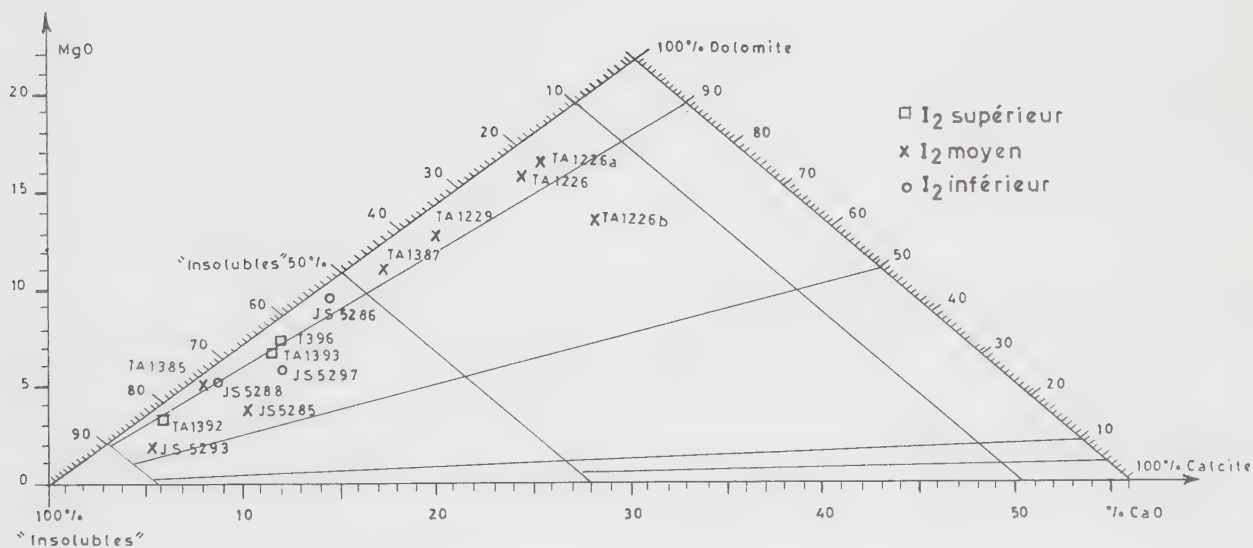
Examen microscopique

- texture granulaire en mosaïque. Le grain est généralement moyen, mais les alternances, grès fin - grès moyen, à l'échelle centimétrique sont fréquentes ; les passées grossières ou très grossières sont rares
- les quartz détritiques sont arrondis à subarrondis et pratiquement toujours nourris
- les feldspaths sont abondants. Dans l'échantillon TA 1406 ils forment 15 % de la roche ; leur degré d'altération est très variable. On distingue de rares plagioclases, des feldspaths détritiques, essentiellement du microcline, altérés en damourite, de petits feldspaths de 80 à 100 μ limpides avec de très belles auréoles de nourrissage de couleur grisâtre (feldspath de composition différente ?) et enfin quelques petits feldspaths automorphes, clairs, probablement néoformés
- des grains roulés de tourmaline verte, des zircons, des paillettes de séricite, de chlorite et des amas d'hématite et de limonite complètent la phase détritique
- le ciment est généralement absent ; dans certains échantillons (TA 1403 et 1407) des oxydes et hydroxydes de fer et des phyllites forment un film intergranulaire.



Orientation de 5 chenaux métriques de I₁ supérieur
dans la coupe 7 d'Hamdoun

Figure 21



Composition chimique des roches carbonatées de I₂

Figure 22

L'étude à la loupe binoculaire de l'échantillon TA 1408 montre que les mouches millimétriques rouille constituent des îlots non quartzifiés ; les quartz colorés par des oxydes et hydroxydes de fer sont typiquement ronds-mats. La quartzification mise à part, les mouches rouille ont même composition et même granulométrie que l'ensemble du grès-quartzite ; on peut penser que c'est la présence d'un ciment, aujourd'hui disparu, qui a fait localement obstacle à la quartzification.

C - LES GRES, GRES DOLOMITIQUES, DOLOMIES ET SHALES D'AZOUGUI I₂

Les trois ensembles individualisés dans l'Oued Ntouiskes et à Hamdoum seront successivement étudiés ; ce découpage de I₂ diffère sensiblement pour la partie inférieure de celui proposé par Y. Péronne (1966) qui, en se référant à une zone beaucoup plus étendue, d'Atar au Khatt oriental, a subdivisé C₂ (I₂) en trois ensembles qui sont de bas en haut :

- C_{2a} épais d'environ 50 m qui comprend des dolomies rouges plus ou moins riches en détritiques, des dolomies brunes spathiques et des grès fins et siltstones dolomitiques. Ainsi défini C_{2a} est l'équivalent, dans notre échelle lithostratigraphique, de I₂ inférieur et de la base de I₂ moyen.
- C_{2b} qui débute avec l'apparition des premiers bancs de dolomie grise ayant une certaine épaisseur (quelques dizaines de centimètres) et comportant souvent des rognons de silex. Ces dolomies, qui localement renferment des Stromatolites, s'intercalent au sein de dolomies finement gréseuses, argileuses, schistoïdes, rouges tachetées de vert.

L'épaisseur de C_{2b} varie de 0 à 90 m ; ces variations sont liées à la discordance de ravinement de la base de I₃, mais aussi à des phénomènes purement sédimentologiques (hauts fonds...). C_{2b} correspond au sommet du I₂ moyen de notre échelle stratigraphique.

- C_{2c} est un ensemble tendre où dominant des schistes verts, jaunâtres, violets plus ou moins pélitiques ou silteux avec des intercalations de grès feldspathiques, de grès carbonatés et de grès-quartzites. Son épaisseur varie de 0 à 80 m par suite du ravinement de la base du groupe d'Atar. Il correspond, grossièrement, au I₂ supérieur de notre échelle stratigraphique.

1) Le I₂ inférieur (niveau 5)

Ce sont des grès-quartzites hétérogranulaires à deux populations de grains de quartz, la plus grossière étant constituée de ronds-mats ; ils sont souvent friables, à ciment dolomitique ou argilo-ferrugineux, avec des ripple-marks, des empreintes de galets mous et des mud-cracks remaniés. Ces grès tendres, à débit esquilleux sont couronnés par un banc d'un mètre de grès-quartzite à patine sombre et à nombreuses empreintes de galets mous. Cette dalle gréseuse dure permet à I₂ inférieur de former une petite falaise bien individualisée en avant de la masse du I₂ moyen et supérieur.

Examen microscopique

Il conduit à distinguer :

a) des grès-quartzites hétérogranulaires, plus ou moins feldspathiques éch. J.S. 5290, 5291, 5292 et TA 1411 (I₂,5).

- texture granulaire en mosaïque passant à une texture détritique jointive
- deux populations de quartz nettement individualisées. La première la plus abondante, est constituée d'individus subanguleux, souvent nourris, de 100 μ de diamètre moyen ; la seconde, de quelques grains très arrondis de 0,5 à 1 mm de diamètre moyen

- rares plagioclases, microcline souvent très frais et très nombreux feldspaths automorphes de 80μ de diamètre moyen avec de très belles auréoles de nourrissage
- grains roulés de tourmaline verte et de zircon, paillettes de muscovite et oxydes et hydroxydes de fer.

b) des grès-quartzites dolomitiques hétérogranulaires plus ou moins feldspathiques
éch. J.S. 5285 et 5297 (I₂,5).

Très semblables aux précédents, ils sont caractérisés par la présence d'un ciment dolomitique en grains disparates avec quelques rhomboèdres dont le contour est souligné par un liséré d'oxydes de fer.

c) des grès très fins à moyens à ciment dolomitique - éch. TA 1380 (I₂,5).

Le ciment d'oxydes de fer et d'illites décrit ci-dessus est remplacé par de la dolomite colorée en brun, en grains ou plus rarement en rhomboèdres. On y rencontre souvent des pastilles de 1 à 4 mm de diamètre de dolomie ou de grès très fin dolomitique. L'étude à la loupe binoculaire de l'échantillon TA 1378 de la coupe 8 de Taïzent montre que les gros quartz détritiques, qui constituent la seconde population, sont ronds-mats.

2) Le I₂ moyen (niveau 6)

Les faciès sont très variables ; alors que la base est franchement dolomitique à Taïzent, elle est grésodolomitique plus au Sud, dans l'Oued Ntouiskes. A côté de grès et grès-quartzites hétérogranulaires à ciment dolomitique ou argilo-ferrugineux identiques à ceux décrits dans l'étude du I₂ inférieur, nous trouvons des grès franchement dolomitiques rouges tachetés de vert (faciès très répandu à Taïzent), des dolomies franches à patine chamois, à cassure fine grise, avec des lits et rognons de silex, des dolomies finement gréseuses ou silteuses, des grès fins à moyens ferrugineux, des siltstones et des shales fissiles verts ou bleu noir (Timzak). Ces roches constituent une falaise à pente raide, bien stratifiée, montrant de loin un rubanement caractéristique dû à l'alternance de minces bancs de nature, de couleur et de dureté différentes. A l'échelle de l'affleurement la sédimentation apparaît comme beaucoup plus irrégulière, des bancs s'épaississant, s'amincissant ou se biseautant.

Examen microscopique

a) les grès hétérogranulaires à ciment dolomitique et accessoirement d'oxydes et d'hydroxydes de fer et d'argiles - éch. J.S. 5286, 5288, 5293, 5294 et TA 1224, 1228, 1381, 1382, 1383, 1385, 1412 et 1413 (I₂,6).

- texture détritique à grains non jointifs
- deux populations de quartz détritiques. La plus nombreuse est constituée de quartz de 80 à 250μ subanguleux parfois aciculaires comme des quartz de tufs volcaniques ; la seconde de quelques quartz arrondis de 0,4 à 1 mm de diamètre
- rares feldspaths (microcline)
- grains roulés de tourmaline verte et de zircon
- paillettes de séricite, rares cristaux de barytine
- ciment constitué de dolomite en petits grains de 10 à 20μ , d'argiles et d'oxydes et hydroxydes de fer qui colorent la roche en rouge.

La lame mince TA 1385 montre que les taches vertes ont la même composition que l'ensemble de la roche ; la limite de coloration est nette et recoupe les grains de quartz, les feldspaths et les paillettes de micas. Cette lame mince montre également de petites balles de 170 à 300μ de

diamètre qui paraissent être des oolithes déformées.

b) dolomies silteuses ou finement gréseuses - éch. TA 1387 (I₂,6)

- texture microgranulaire
- quartz détritiques anguleux de 50 à 70 μ ; dans l'échantillon TA 1387 des baguettes aciculaires de quartz atteignent 320 μ de longueur
- microcline et feldspath non maclé parfois nourri
- paillettes de muscovite et de biotite longues et flexueuses
- barytine en filonnets parallèles à la stratification
- oxydes et hydroxydes de fer colorant la roche
- dolomite en grains de 10 à 20 μ quelquefois en plages plus largement cristallisées (100 μ) ; rares rhomboèdres.

Les minéraux détritiques sont souvent concentrés dans certains lits, ce qui donne à la roche un aspect rubané.

d) dolomies et dolomies à silex - éch. TA 1226, 1229, 1231 et 1389 (I₂,6)

- texture microgranulaire
- minéraux détritiques rares (moins de 5 %), quelques quartz anguleux parfois aciculaires de 5 à 20 μ , rares paillettes de séricite et biotite altérées en kaolinite
- oxydes et hydroxydes de fer en petites concrétions colorant le fond carbonaté
- dolomite en grains de 5 μ de diamètre moyen.

Les silex (éch. TA 1389) sont constitués de silice cryptocristalline saupoudrée de fines inclusions ferrugineuses et carbonatées. Au centre subsiste très souvent un flot de carbonates avec quelques rhomboèdres à texture encapuchonnée caractéristique (L. Cayeux, 1935 ; pl. VI, fig. 23).

3) Le I₂ supérieur (niveau 7)

A la sédimentation à dominante carbonatée du I₂ moyen succède à nouveau une sédimentation détritique fine. Les terrains du I₂ supérieur forment une falaise tendre, en retrait des affleurements du I₂ moyen. Ils sont constitués essentiellement de grès hétérogranulaires dolomitiques, de siltstones ou grès très fins dolomitiques, plus ou moins argileux avec géodes millimétriques de carbonates colorés en rouille par des oxydes de fer, à ripple-marks et petites concrétions de marcassite limonitisée, et de shales micacés, fissiles, avec quelques passées de siltstones.

Examen microscopique

a) Siltstones feldspathiques à géodes de carbonate - éch. TA 1392 et 1394 (I₂,7)

- texture granulaire en mosaïque ; la stratification est soulignée par des traînées d'oxydes et d'hydroxydes de fer
- quartz détritiques anguleux à subanguleux de 50 μ de diamètre moyen
- microcline, feldspaths non maclés automorphes ou subautomorphes, nourris ou néoformés, formant 10 à 15 % de la roche
- paillettes de biotite altérée, de chlorite, de séricite
- grains roulés et cassés de tourmaline verte et de zircon, oxydes et hydroxydes de fer
- géodes de 0,4 à 0,7 mm garnies de calcite brune et d'ankérite (?).

b) Siltstones dolomitiques - éch. TA 1393, 1395 et 1396 (I₂,7)

- texture à grains détritiques de 50 μ de diamètre moyen, non jointifs

- composition minéralogique voisine de celle des siltstones feldspathiques avec quelques variations : le pourcentage des feldspaths est généralement plus faible, le ciment dolomitique en grains de 10 à 50 μ , plus rarement en rhomboédres, est abondant ; on note la présence de quartz aciculaires.

Dans l'échantillon TA 1392 la stratification est soulignée par des lits bruns d'oxydes et d'hydroxydes de fer englobant des géodes de 1 à 3 mm de diamètre où de la calcite et de l'ankérite (?) ont largement cristallisé ; ces carbonates paraissent s'être formés durant la sédimentation.

D - CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX DU GROUPE DE CHAR

1) Caractères de la phase détritique

C'est la phase dominante ; elle constitue plus de 90 % des grès-quartzites de I₁ et de la base de I₂.

a) Nature des clastiques

- le quartz domine toujours. Dans I₂ on note très souvent la présence de deux populations bien distinctes. La première, la plus abondante, est constituée de petits grains anguleux ou subanguleux de 80 à 300 μ , la seconde de grains épars arrondis de 0,4 à 1 mm.
- les morceaux de quartzite et de micro-quartzite à texture engrenée, empruntés au socle, sont rares. Les feldspaths sont relativement abondants, notamment dans le I₂ ; le microcline est généralement peu altéré, excepté dans certains faciès de I₁ (niveaux 1 et 2) où il est entièrement transformé en damourite ; les feldspaths non maclés, de 80 μ à 100 μ de diamètre, automorphes ou subautomorphes, limpides et néoformés ou avec de très belles auréoles de nourrissage sont abondants dans les roches à grain fin (siltstones, grès fins à très fins) ; enfin les plagioclases sont rares, souvent absents.
- les phyllites, séricite, muscovite, biotite, chlorites abondantes dans les grès verts de I₁, et illites, sont présentes dans tout le groupe de Char ; cependant elles ne prennent de l'importance qu'au sommet de I₂ (niveaux 6 et 7), notamment dans la coupe 9 de Timzak.
- les minéraux lourds en grains roulés sont peu variés, tourmaline verte, exceptionnellement bleue et zircons.

b) Granulométrie et morphoscopie

On observe, aussi bien à l'échelle de la lame mince qu'à celle de l'affleurement, une alternance de grès fins à très fins, moyens et plus rarement grossiers. Le terme le plus commun est, même dans le I₁ directement transgressif sur le socle, un grès fin à moyen ; au toit de I₂ la sédimentation s'affine et les siltstones dominant.

L'étude morphoscopique est délicate du fait du nourrissage très important. Cependant l'examen à la loupe binoculaire des échantillons les moins quartzifiés montre la présence, dans tout le groupe de Char, de grains de quartz arrondis ou subarrondis, mats, à forte sphéricité, de 0,4 à 1 mm de diamètre (seconde population de I₂) d'origine éolienne incontestable. On note dans I₂ quelques quartz très anguleux, parfois aciculaires, qui rappellent des quartz de tufs volcaniques.

2) Caractères de la phase argileuse

Les shales du I₂ de la coupe 9 de Timzak ont fait l'objet de nombreuses analyses aux R.X (tableau d'analyses aux R.X 1). Le I₂ moyen est composé de 80 % d'illite souvent ouverte et de 20 % de chlorite, cette dernière pouvant manquer dans certains échantillons. Nous aurons l'occasion de montrer, dans l'étude de la fraction argileuse du groupe d'Atar, que le caractère baillant des feuillets d'illite est dû à l'altération superficielle. Les deux échantillons du I₂ supérieur (I_{2,7}) sont entièrement formés d'illite.

Dans le sondage de recherche d'eau AOC₅, proche de Fort Gouraud, les échantillons de shales silteux et siltstones argileux, que l'on peut rattacher à I_{2,6} ou 7, sont composés en moyenne de 75 à 80 % d'illite et 20 à 25 % d'interstratifiés à 14 Å qui remplacent les chlorites rencontrées à Timzak.

Dans I₁ la fraction argileuse est infime ; l'échantillon TA 1401 du I₁ inférieur montre un début de kaolinisation des micas détritiques ouverts selon le mécanisme décrit par G. Millot (1964) dans les grès cambro-ordoviciens du Sahara central. Cette kaolinisation des micas détritiques se retrouve très nette dans des niveaux dolomitiques (éch. TA 1231) de I₂ moyen. Dans ces deux échantillons la kaolinite a été déterminée au microscope polarisant et n'a pas fait l'objet d'une étude aux R.X. Selon J.-P. Cassan et J. Lucas (1966), la kaolinite visible au microscope serait, dans la plupart des cas, de la dickite dont les cristaux peuvent atteindre 20 à 60 μ.

3) Caractères de la phase chimique

Pratiquement absente de I₁, elle est prépondérante dans I₂ moyen.

Carbonates

C'est essentiellement de la dolomite en petits grains de 5 à 15 μ, plus rarement en rhomboèdres avec liséré rouille d'oxydes de fer. La plupart des intercalations dolomitiques ont une texture microgranulaire ou cryptogranulaire et sont probablement syngénétiques ou diagénétiques précoces. La calcite est peu abondante, on la trouve en petits grains mêlés à la dolomite dans des géodes ou en filonnets secondaires recoupant la stratification. De l'ankérite (?) est probablement associée à la calcite dans les géodes des siltstones feldspathiques du I₂ supérieur à Taïzent. Les 14 analyses de roches carbonatées (tableau d'analyses chimiques 2) sont regroupées sur le diagramme de la figure 22 selon la méthode proposée par B. Martinet et J. Sougy (1961) ; toutes ces analyses se situent dans le domaine des dolomies et roches dolomitiques, ou à sa proximité immédiate.

Fer

Il est abondant dans I₂ et quasi absent des grès-quartzites de I₁. On le trouve sous forme de carbonates dans I₂ (ankérite et probablement dolomite ferrugineuse), d'oxydes et d'hydroxydes qui constituent de fines concrétions ou bien se mêlent aux phyllites pour former le ciment, enfin plus rarement de pyrite (grès-quartzite conglomératique du sommet de I₁ dans la coupe 10 de Hajra el Beïda).

Sulfates

La barytine, en inclusions millimétriques ou en filonnets grossièrement parallèles à la stratification, est relativement abondante dans I₂.

Chlorures

Les empreintes de trémies de sel du I₂ moyen attestent qu'une partie au moins du I₂ s'est déposée dans un milieu sursalé où précipitait du chlorure de sodium.

Silice

Les lits amygdalaires et rognons de silex observés dans le I₂ moyen de l'Oued Ntouiskes et de Taïzent sont constitués de silice cryptocristalline. La silicification est postérieure au dépôt des carbonates qui subsistent à l'état d'îlots résiduels au coeur des lits et rognons de silex ; elle est probablement diagénétique précoce.

4) Caractères de la phase organique

Dans la région étudiée, le groupe de Char est dépourvu de toutes traces d'activité organique. Cependant dans la région de Fort Gouraud, Y. Péronne (1966) et R. Gouzes (1968, p. 13) ont identifié au sein de I₂, aussi bien à l'affleurement que dans les carottes du sondage d'El Azrag AOC₁, des Stromatolites qui indiquent qu'en certains points, des Algues ont contribué à l'élaboration des roches carbonatées.

III - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

En Adrar, le groupe de Char est totalement azoïque. Cependant plus au Nord, Y. Péronne (1966) a décrit au Tarf Srey, à l'Est de Fort Gouraud, et à Zemlet ould Dekhane dans le Khatt occidental dans des dolomies grises à texture lamellaire de I₂, des structures stromatolitiques en colonnettes isolées de 2 cm environ de diamètre, constituées de lamelles hémisphériques à concavité tournée vers le bas, et reliées entre elles par un ciment carbonaté, parfois bréchique, de couleur différente. R. Gouzes (1968) a retrouvé des Stromatolites similaires dans les dolomies bleues du toit de I₂ dans la région d'El Azrag à l'Est de la Kédiat Idjil et dans les carottes du sondage de recherche d'eau d'El Azrag AOC₁. Ces structures stromatolitiques sont à ranger dans le groupe SH-V (discrete, vertically, stacked hemispheroids) défini par B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964).

L'étude des structures stromatolitiques et de leur signification sera développée dans le chapitre III consacré à l'étude du groupe d'Atar où elles prennent un grand développement. Cependant nous pouvons, dès à présent, dire que les Stromatolites sont utiles dans l'établissement de l'échelle chronostratigraphique et dans la reconstitution du milieu de sédimentation.

IV - DONNEES STRUCTURALES

Sur photographies aériennes, les grès-quartzites d'Agueni, I₁, apparaissent hachés de failles et de diaclases alors que les grès, grès dolomitiques, dolomies et shales d'Azougui I₂ en sont pratiquement dépourvus. Les failles les plus importantes individualisent dans I₁ une série de blocs isolés, indépendants les uns des autres, séparés par de profonds ravins. La figure 23 donne la direction des principales failles, diaclases et structures de I₁ et du socle. Ces directions ont été directement mesurées sur la carte hydrogéologique au 1/200.000 Atar (H. Moussu et R. Trompette, 1966c), sur les cartes au 1/50.000 du socle dressées par J. Barrère (1962 et 1963) et sur les photographies aériennes. Les grandes directions structurales du socle, notamment

SÉRIE 1. PRECAMBRIEN SUPERIEUR	GROUPE D'ATAR						Epaissseurs partiel- les et totales en mètres	
		DISCORDANCE DE RAVINEMENT LOCALEMENT ANGULAIRE						
GROUPE DE CHAR 165 m	Grès, grès dolomitiques, dolomies et shales d'Azougui I ₂	Schistes d'Azougui C ₂	7	Siltstone, grès fin dolomitique et shale	30	110		
			6	Grès dolomitique rouge tacheté de vert avec passées de dolomie à silex et à empreintes de cristaux de sel	65			
			5	Grès et grès-quartzite hétérogra- nulaires avec un peu de ciment dolomitique	15			
	Grès-quartzites d'Agueni I ₁	Grès d'Agueni C ₁	4	Grès-quartzite fin à moyen, feldspa- thique, à passées conglomératiques	105	155		
			3	Conglomérat à galets de quartz éolisés	10			
			2	Grès-quartzite fin à moyen avec passées de grès à ciment vert, chloriteux	40			
			1	Conglomérat de base à galets de quartz et de quartzite parfois éolisés	0,5 env.			
DISCORDANCE ANGULAIRE MAJEURE								
PRECAMBRIEN ANCIEN	Série de l'Amsaga Schistes cristallins cata ou méso- métamorphiques granitisés							

Tableau IV - La série stratigraphique du groupe de Char en Adrar en Mauritanie.

V - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

A - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE PROPOSEE ET LES CONDITIONS DE SEDIMENTATION

Le tableau IV résume la stratigraphie proposée pour le groupe de Char. Discordant sur la série précambrienne de l'Amsaga et raviné à son sommet par la base du groupe d'Atar, il se présente, selon la terminologie de A. Lombard (1953 et 1956), comme une séquence positive (grès-quartzites de I_1 , grès dolomitiques de I_2 inférieur, dolomies à empreintes de trémies de sel de I_2 moyen) qui, à son sommet, passe à une séquence négative (I_2 supérieur) interrompue par la discordance de ravinement de la base de I_3 .

Un certain nombre d'observations faites dans les grès-quartzites d'Agueni I_1 indique qu'il s'agit d'une "sédimentation aqueuse" sous une faible tranche d'eau :

- stratification régulière de l'ensemble ; certains horizons comme le grès conglomératique à galets éolisés du niveau 3 se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres
- abondance des ripple-marks et des stratifications obliques formées en milieu aqueux (W.H. Twenhofel, 1939, p. 558, fig. 62)
- nourrissage et néoformation de feldspaths qui nécessitent des eaux marines ou continentales sursalées riches en ions alcalins Na^+ et K^+ .

La présence, à plusieurs niveaux, de fentes de dessiccation, de mud-cracks, indique des eaux peu profondes avec de fréquentes émergences. Le grand nombre de stratifications obliques, souvent disposées en "auges et en gouttières" dépassant 10 m de large dans la région de Graïnet Hamdoun (F.J. Pettijohn et P.E. Potter 1964, Pl. 33 A ; Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel, 1966, fig. 32 et 36), la superposition à toutes les échelles de lits de grès fins, moyens et grossiers et enfin la relative abondance des grès à pastilles d'argilite, indiquent des eaux assez agitées avec des courants capables d'assurer le triage et le classement des sédiments et même de les remanier localement. Il s'agit là d'une image moyenne, certains horizons comme les grès-quartzites conglomératiques à mouches de pyrite du niveau 2 de la coupe 1D de Hajra el Beïda s'étant probablement déposés dans des zones réductrices, plus calmes. *Cependant ces observations restent insuffisantes pour déterminer si I_1 représente un sédiment marin ou bien continental de type lagunaire.*

L'étude pétrographique des grès-quartzites d'Agueni nous a montré qu'ils étaient en partie constitués de matériaux d'origine continentale portant des traces d'usure éolienne : galets éolisés et grains millimétriques ronds-mats. Le tableau V donne, d'après Th. Monod et A. Cailleux (1949, p. 177 et 178), les résultats de l'étude morphoscopique de 2 échantillons de I_1 prélevés dans la région d'Atar.

Echantillon	% NU	% EL	% RM	% RS	N
355 : Falaise d'Azougui, grès veiné	18	00	00	82	50
321 : Dhar d'Hamdoun, 1 ^{er} conglomérat (40 m)	70	00	00	30	75

Tableau V - Etude morphoscopique de 2 échantillons de I_1 d'après Th. Monod et A. Cailleux (1949) - NU : non usés ; EL : émoussés luisants ; RM : ronds-mats propres ; RS : ronds-mats sales ; N : nombre de grains examinés.

Si la présence de grains éolisés dans un sédiment marin s'explique aisément (les sédiments se déposant actuellement dans l'Atlantique au large des côtes de la Mauritanie et du Rio de Oro sont probablement riches en quartz éoliens hérités des dunes), il n'en est pas de même pour les galets éolisés qui, lorsqu'ils sont trouvés en place (M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy, 1961), requièrent l'intervention d'émersions et d'épisodes continentaux. Cependant une partie des galets éolisés façonnés sur le continent a probablement été remaniée lors du retour de la mer, ce qui expliquerait le caractère arrondi et émoussé des bords et des arêtes. A. Cailleux (1942, p. 56) a montré que, repris par l'eau, les galets éoliens perdaient très rapidement toutes leurs caractéristiques, contrairement aux grains de quartz qui offrent beaucoup moins de prise à l'usage mécanique.

Vers le Nord, I_1 paraît s'enrichir en épisodes continentaux. C'est ainsi que certains grès-quartzites grossiers, à stratifications obliques soulignées par des alignements de galets de quartz centimétriques, très nets notamment dans la falaise qui entoure le puits d'Aouinet el Miss, évoquent certains faciès du Continental Terminal.

Les grès-quartzites d'Agueni I_1 sont donc probablement partiellement continentaux et partiellement marins. La transgression du I_1 sur le socle est hésitante, fréquemment entrecoupée d'émersions plus ou moins longues. L'absence, ou le caractère réduit du conglomérat de base de I_1 (niveau 1), est surprenante étant donné l'importance de la coupure entre la série de l'Amsaga rapportée au Précambrien inférieur ou Dahomeyen et datée d'environ 2.500 MA au Tasiast (R. Giraudon et M. Vachette, 1964) et la série 1 dont la sédimentation a probablement débuté aux environs de 1.000 MA, si l'on se réfère à ce que l'on sait de la série de Segou - Madina Kouta datée de 1.020 MA par J.-P. Bassot *et al.* (1966), et aux premiers résultats des études géochronologiques entreprises par M. Bonhomme et N. Clauer au laboratoire de Sédimentologie et Géochimie de la surface de Strasbourg. Deux hypothèses peuvent expliquer cette quasi-absence de conglomérat de base :

- la mer du Précambrien supérieur a trouvé devant elle une "pénéplaine propre"
- le grès-quartzite d'Agueni I_1 ne constitue pas le mur de la série sédimentaire ; d'épais horizons conglomératiques existent vers l'intérieur du bassin et sont, en bordure, masqués par la transgression de I_1 selon le mécanisme décrit dans la figure 24.

Si l'on admet que I_1 est effectivement le mur de la série sédimentaire, ce qui est l'hypothèse la plus vraisemblable puisque, en aucun point de la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, entre Atar et la frontière algérienne, nous ne connaissons d'étage I_0 , on est surpris de constater le caractère passif du socle qui n'a pratiquement pas contribué à la sédimentation de I_1 . Les galets de roches métamorphiques ou granitiques sont très rares à la base de I_1 , il en est de même pour les feldspaths. Seul le ciment chloriteux des "grès malachite" peut être considéré comme un héritage direct du socle. Nous verrons cependant que, plus au Nord notamment à Char, la base de I_1 est constituée d'éléments empruntés au socle. Cette image d'une pénéplaine précambrienne propre implique que la forte altération du socle que nous observons actuellement est, au moins en partie et probablement en totalité, postérieure au dépôt de I_1 .

Le problème des séries transgressives et des conglomérats de base est délicat ; souvent évoqué il a été très peu étudié. Pour J. Bourcart (1958 et *in* : D. Boulanger, 1968) les transgressions eustatiques ou extensives (transgression de type pelliculaire, étendue, envahissant une vaste portion d'un continent plat, selon la nomenclature proposée par R. Ciry 1954 et reproduite par D. Boulanger 1968) déposeraient des sédiments fins, pélites, calcaires ; les dépôts seraient peu étendus et proviendraient du remaniement ou du piégeage de dépôts continentaux (alluvions de

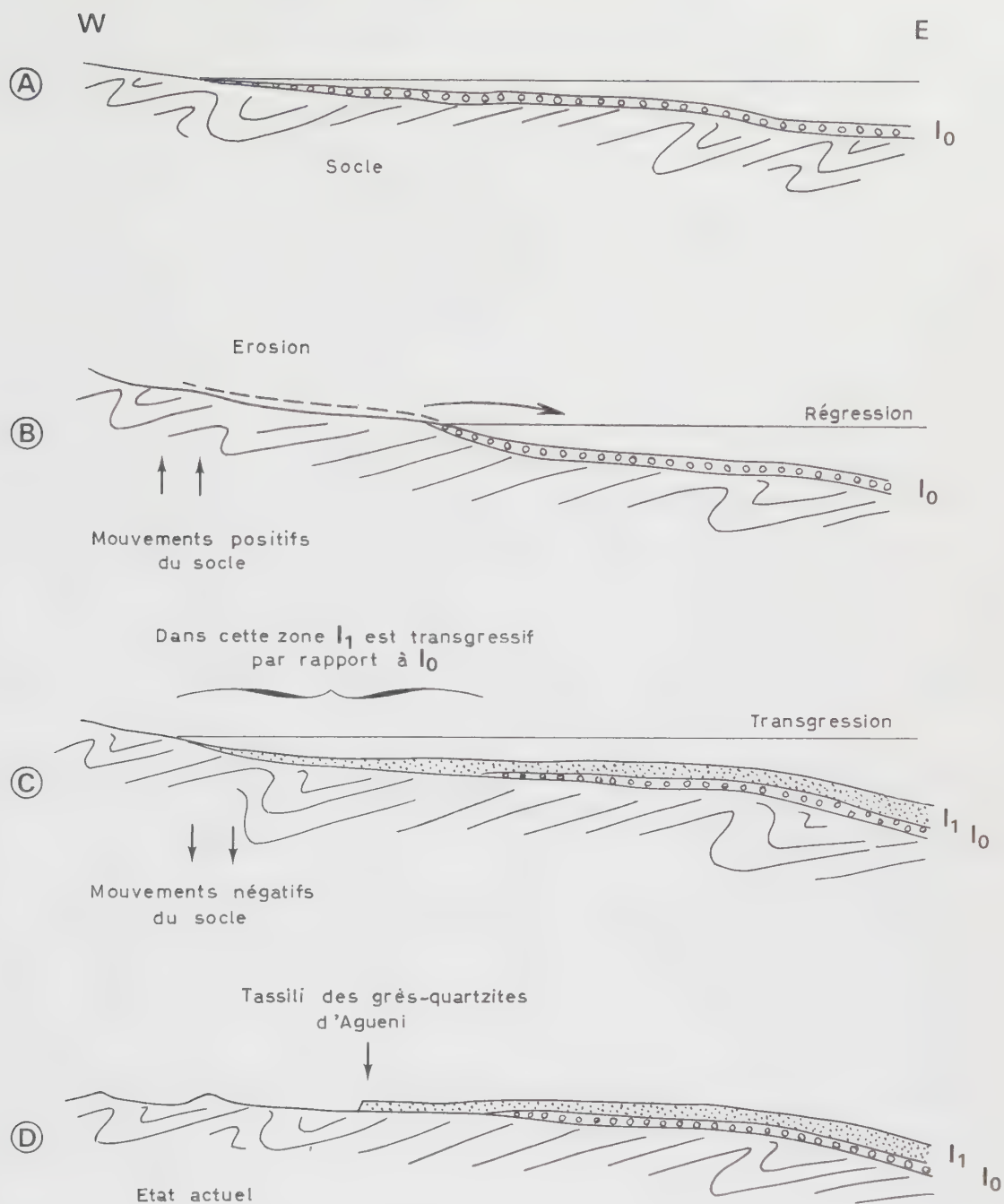


Schéma montrant l'existence possible d'un horizon I_0 conglomératique, masqué par la transgression de I_1

fleuve, frange d'altération...). Pour expliquer la présence fréquente à la base des grandes transgressions de niveaux conglomératiques ou du moins détritiques grossiers, D. Boulanger (1966) imagine que la mer envahit brusquement des zones d'altitude *négative* incorporant des cailloutis, dont certains montrent des traces de façonnement continental (galets éolisés par exemple) dans un sédiment marin fin.

Ce schéma s'applique assez bien à l'Adrar à condition d'imaginer en bordure du continent une *très vaste* zone basse dont on ne connaît aucun équivalent sur les côtes actuelles.

Dans la région d'Atar, les grès-quartzites d'Agueni I₁ ont les caractères *d'un sédiment évolué* (dépôt monominéral bien classé) dépourvu de tout élément de socle, et portant les marques d'un façonnement éolien. *Par ces caractères I₁ apparaît comme issu du remaniement d'une formation sédimentaire ou résiduelle (dunes par exemple) antérieure, elle-même déjà évoluée* ; on rejoint ici les conclusions formulées en des termes voisins par N. Menchikoff (1949). Du point de vue paléoclimatologique, le façonnement éolien a une signification ambiguë puisque lié aux climats désertiques chaud ou froid, et ceci contrairement aux affirmations de B.K. Emerson (1898), cité par A. Cailleux (1942, p. 10), qui considérait les cailloux à facettes comme aussi caractéristiques du glaciaire que les Graptolites du Silurien*. La présence de fentes de dessiccation, de mud-cracks, qui sont très abondants en climat désertique chaud ne nous permet pas de trancher, le climat périglaciaire étant souvent caractérisé par une très grande sécheresse (W.E. Davies, 1960) ; c'est ainsi que R.L. Nichols (1963 et 1964) a décrit en Antarctique, dans des zones où les précipitations n'excèdent pas 15 mm par an, la formation de croûtes calcaires et d'efflorescences salines.

Avec les grès, grès dolomitiques, dolomies et shales d'Azougui, I₂, la sédimentation s'affine et la phase chimique absente de I₁ prend de l'importance. Certains faciès de I₂, notamment, ceux de la base de la coupe 9 de Timzak (shales verts plus ou moins silteux avec fines intercalations de dolomie) et ceux des sondages de recherche d'eau de Fort Gouraud (dolomie avec lits de gypse), évoquent certains faciès du Trias de type germanique d'Europe. Tout comme pour ceux-ci, il s'agit de dépôts de bordure de mer ou de bassin continental sursalé, caractérisés par une stratification régulière donnant aux falaises de I₂ un aspect rubané, par des ripple-marks, par des empreintes de trémies de sel et, plus au Nord dans la région de Fort Gouraud et dans le Hank (Y. Péronne, 1966), par des Stromatolites. Les grès à pastilles de dolomie ou de shale indiquent des eaux relativement agitées où des courants pouvaient remanier les sédiments non consolidés. *La couleur rouge brique qui domine dans I₂ n'est pas due à une altération récente* ; elle se retrouve dans les carottes du sondage AOC₁ d'El Azrag (R. Gouzes, 1968) où I₂ épais de 250 m environ est constitué de grès dolomitiques, dolomies gréseuses, shales rouges avec passées verdâtres irrégulières souvent lenticulaires, et dans les sondages de recherche d'eau de Tayaret (R. Gouzes, 1966). *Elle est syngénétique*. L'examen microscopique des grès dolomitiques ou des dolomies gréseuses rouges à taches vert clair, particulièrement abondantes dans le niveau 6, montre que zones rouges et vertes ont la même composition, oxydes et hydroxydes de fer mis à part ; la limite entre les deux zones est nette et recoupe souvent des grains de quartz ou des paillettes de micas qui participent aux deux zones. Ces taches, le plus souvent circulaires, représentent

* Silurien pris selon la définition ancienne de : Ordovicien + Silurien actuel. En fait des travaux récents ont montré que les Graptolites montaient dans le Gédinnien et le Siégénien.

les sections de sphères parfaites au centre desquelles apparaît souvent un point noir (traces de matière organiques) ou un cristal de pyrite. Taches et passées vertes apparaissent comme des îlots où des conditions réductrices ont provoqué la mise en solution des oxydes de fer ou plus simplement ont empêché leur précipitation. *La sédimentation de I_2 est caractéristique d'un milieu alcalin et oxydant seul capable de préserver les oxydes de fer, avec de courtes périodes pendant lesquelles le milieu pouvait localement devenir acide et réducteur.*

Tout comme pour I_1 , les études actuelles ne permettent pas de choisir entre milieu marin et milieu continental à lagunes sursalées. En Australie les Stromatolites vivent aussi bien en bordure de mer - B.W. Logan (1961) en a décrit sur la côte occidentale de l'Australie dans la baie de Shark - que dans certains lacs de l'Australie occidentale où E. de D. Clarke et C. Teichert (1946) ont décrit des structures stromatolitiques de type SH-V. G. Choubert et H. Hollard (1952 a et b) ont signalé dans le Précambrien III et le Géorgien de l'Anti-Atlas des calcaires à *Collenia*, lenticulaires, d'origine lacustre et des calcaires géorgiens très étendus dont l'origine marine est certaine et qui renferment également des *Collenia*.

L'origine des quartz aciculaires, abondants dans certains échantillons (fait également signalé par Y. Péronne, 1966), reste problématique ; sont-ils la preuve d'un volcanisme contemporain du dépôt du groupe de Char ? Ces indices nous paraissent insuffisamment caractéristiques pour permettre une conclusion. On remarquera cependant que G. Choubert, J. Hindermeyer et H. Hollard (1952 b, p. 101) ont signalé que les *Collenia* géorgiens étaient particulièrement abondants dans les "intercalations calcaires alternant avec les laves et les produits de projection du volcan trachy-andésitique de la région d'Assemblil".

L'étude pétrographique détaillée de I_2 nous fournit quelques précieux renseignements paléoclimatologiques. I_2 moyen et supérieur, dont la ressemblance avec le Trias germanique a été évoquée à propos de la coupe 9 de Timzak, présentent de nombreuses caractéristiques de dépôt sursalé : dolomies diagénétiques précoces ou syngénétiques, empreintes de trémies de sel, lits centimétriques de gypse dans les carottes du sondage AOC₁ de Fort Gouraud, concrétions et ciment de barytine syngénétique provenant probablement de la réaction, dans un milieu à forte salure, entre des sulfates solubles et des eaux chargées en chlorure de baryum. Ces sédiments sursalés impliquent une évaporation importante, d'autant plus importante que les eaux apportées sont plus douces. La composition de la phase argileuse s'accorde bien avec ce paysage sédimentaire. En nous appuyant sur les travaux sur le Trias de J. Lucas (1962), nous aurons l'occasion de montrer, dans l'étude du groupe de la Falaise d'Atar (série 2), que les chlorites et interstratifiés à 14 Å ne sont peut-être pas hérités du continent mais issus de la transformation de feuillets d'illite dans un milieu sursalé, riche en ions susceptibles de venir s'intégrer dans les feuillets des phyllites détritiques.

La couleur rouge qui domine au sein de I_2 va nous permettre de préciser cette reconstitution paléoclimatologique. Une mise au point sur la signification de la couleur rouge vient d'être faite par G. Millot (1964) et F.B. Van Houten (1964). Pour G. Millot, qui envisage plus particulièrement le cas des grandes séries détritiques (Permo-Trias par exemple), la coloration rouge serait liée à des "climats rubéfiants d'accumulation" selon l'expression de G. Choubert (1950), chauds, alternativement humides et secs et qui se placeraient à égale distance des climats tempérés et des climats intertropicaux humides. F.B. Van Houten (1964) aborde le problème d'une façon plus générale, considérant l'ensemble des couches rouges ; ses conclusions sont de ce fait plus nuancées. Les oxydes de fer des couches rouges proviennent de sols bruns ou rouges formés sous des climats allant du tempéré au tropical. Les couches rouges associées à des dépôts importants

SW

10 B

10 A et A'

Garat Oued
el Gah

I₃

DISCORDANCE DE RAVINEM

A PROXIMITÉ DE GA

(Région de For

Niveau de référence 2

10 C

Niveau de référence 1

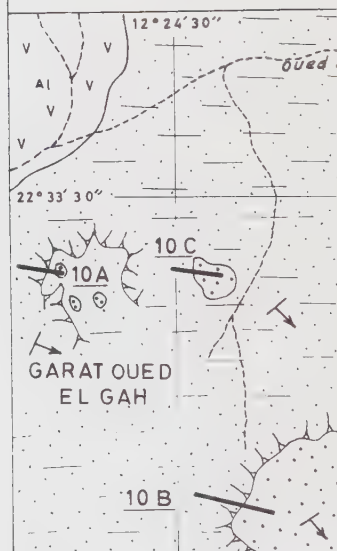
Dis

I₂

CROQUIS DE P

Photographie aérienne I.G.N.

0 1



d'évaporites, à des dépôts éoliens ou contenant de la corrensite, se seraient accumulées dans des régions chaudes et sèches (p. 659) ; elles renferment la plupart du temps des passées de carbonates marins auxquelles sont associées les passées d'évaporites les plus importantes. Selon Ada Swineford (1955), cité par F.B. Van Houten (1964, p. 654), la pigmentation des couches rouges associées aux évaporites serait liée à une redistribution chimique de l'excès de fer transporté par les complexes colloïdaux lorsque ceux-ci entrent en contact avec l'eau de mer très alcaline. Pour F.B. Van Houten (1964) comme pour G. Millot (1964), les oxydes de fer sont allochtones et empruntés à des sols bruns ou rouges. J.R. Walker (1967 a), dans son étude des couches rouges pliocènes et quaternaires associées à des évaporites et des grès éoliens du désert de Sonoran (frontière entre les états de Californie et d'Arizona U.S.A. et le Mexique), aboutit à une conclusion opposée. La couleur rouge est liée à un climat aride, cette région étant restée désertique depuis le Pliocène (actuellement 75 mm de précipitation, 150 mm au Quaternaire 250 à 375 mm au Pliocène). La pigmentation hématitique responsable de la couleur rouge provient de l'*altération sur place, sous un climat chaud et sec, de minéraux riches en fer* comme les pyroxènes, les amphiboles et les micas. Pour J.R. Walker (1967 a) *l'hématite est authigène*. Cependant il ne semble pas établi que, dans le désert de Sonoran, le climat soit resté aride depuis les temps pliocènes, soit durant plus de 10 MA. De plus, une pluviométrie de 375 mm, concentrée sur quelques mois, paraît capable de libérer le fer et d'engendrer des sols bruns. La formation d'hématite sous un climat chaud et sec ne paraît donc pas clairement démontrée.

I₂, qui présente quelques affinités avec les séries du désert de Sonoran (grains de quartz éolisés, lits de gypse), s'est accumulé dans une région à climat chaud et sec. Il semble que l'hématite soit allochtone et provienne de zones à climat plus humide et plus agressif. Par contre seul un climat sec était capable de conserver les lits de gypse et les trémies de chlorure de sodium abondants dans les intercalations dolomitiques.

B - CORRELATIONS AVEC LES REGIONS VOISINES

Le groupe de Char se suit vers le NE jusqu'au méridien 11°. Il y a été étudié dans la région de Tourine, Idjil et dans le Khatt par G. Rocci (1950, 1951 et 1957 [1955]). Récemment, à des fins de prospection minière, Y. Péronne (1964 et 1966) a reconstitué en détail l'évolution paléogéographique du groupe de Char d'Atar au Khatt occidental. Enfin G. Bronner, J. Sougy et R. Trompette (inédit) ont repris l'étude de la discordance de ravinement du mur de I₃, déjà décrite sommairement par J. Sougy et R. Trompette (1966), dans l'Oued el Gah, à proximité de Fort Gouraud.

A l'Est du méridien 11°, le groupe de Char n'est plus représenté que par quelques lambeaux peu épais de I₂ ; I₃ est le plus souvent directement transgressif sur le socle (J.R. Villemur, 1967 ; S. Rouaix, C. Sainton et J.R. Villemur, 1952 ; P. Cévin, 1958 et G. Durozoy, 1959). Cependant au Nord du parallèle 24°30', J.R. Villemur (1967, p. 16) signale un épaississement de la formation détritique de base du groupe du Hank, équivalent du I₁, I₂ et I₃ de l'Adrar, avec apparition de dolomies et shales à lits de gypse qui pourraient bien représenter I₂.

1) Etude de l'Oued el Gah (région de Fort Gouraud)

Nous résumerons les conclusions inédites de cette étude faite en collaboration avec J. Sougy et G. Bronner. Le massif précambrien de la Kédia Idjil, où se situe la mine de fer de la MIFERMA, constituait, lors du dépôt de I₁ et de I₂, un haut-fond émergé. I₁ a une épaisseur réduite et peut être absent comme au sondage El Azrag AOC₁ (situé à 17 km au NE de Garat Oued el

Gah) où I_2 épais d'environ 250 m est directement transgressif sur des syénites et granites rougeâtres parfaitement sains. Dans la région de Garat Oued el Gah, la série sédimentaire débute par des grès-quartzites durs, massifs, à faciès I_1 , alternant avec des grès fins à très fins et des siltstones dolomitiques, parfois argileux rougeâtres à faciès I_2 . Cette formation épaisse d'environ 150 m peut être soit attribuée au I_1 (Y. Péronne 1965, pl. IV 1) soit au I_2 inférieur, solution qui nous paraît plus en accord avec les observations faites en Adrar (coupe 7 d'Hamdoum) où I_1 est dépourvu d'intercalation dolomitique et argileuse. La coupe 10 de Garat Oued el Gah (fig. 25) montre les faciès classiques de I_2 , franchement dolomitique dans cette région ; la partie inférieure, jusqu'au niveau repère 1 (fig. 25), peut être rangée dans le I_2 inférieur, la partie supérieure, où apparaissent des bancs de dolomie franche bleutée, à nodules de barytine, est à rattacher au I_2 moyen.

Coupes 10 A.A' montrant la discordance de ravinement de I_3 sur I_2 à Garat Oued El Gah [croquis de position sur la figure 26]

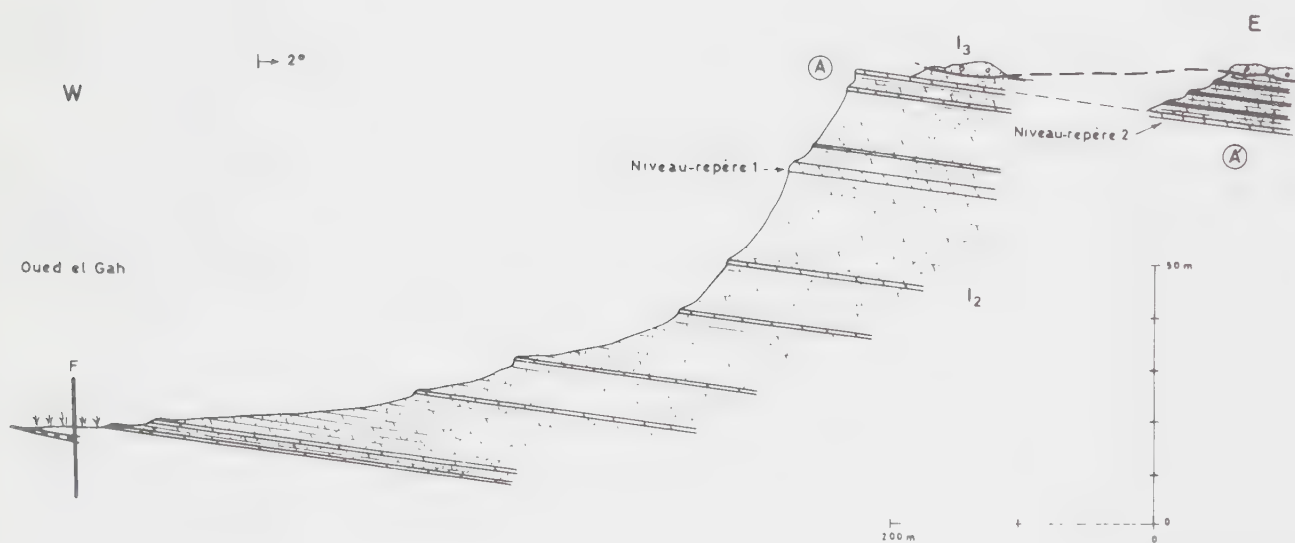


Figure 25

La comparaison des coupes 10A et A' (fig. 25) montre de façon nette la discordance de ravinement de la base de I_3 . En 10A, 3 m de dolomie silto-argileuse séparent la dalle repère 2 des grès conglomératiques à galets de granite de I_3 , alors qu'en 10A', situé 280 m au Sud-Est, s'intercalent 10 m de dolomie silto-argileuse. La figure 26, qui réunit 5 coupes levées à proximité immédiate de la Garat Oued el Gah, montre l'importance du ravinement qui, entre les coupes D et E distantes de 1.000 m, atteint 60 m. En E, la base de I_3 renferme des blocs erratiques de socle constitués de granite écrasé à biotite, d'amphibolites et de schistes verts plissés, dont le plus gros atteint 25 m de long et 15 m de large.

L'étude de l'Oued el Gah confirme la généralité de la discordance de ravinement du mur de I_3 qui se suit ainsi de l'Oued Ntouiskes au Sud, à Garat Oued el Gah au Nord soit sur plus de 250 km. Elle montre la réduction d'épaisseur de I_1 au profit de I_2 essentiellement dolomitique, riche en brèches intraformationnelles, qui atteint 250 m de puissance au sondage AOC₁. Enfin elle confirme le caractère "propre" et non altéré du socle au moment de la sédimentation de la série 1 (sondage AOC₁).

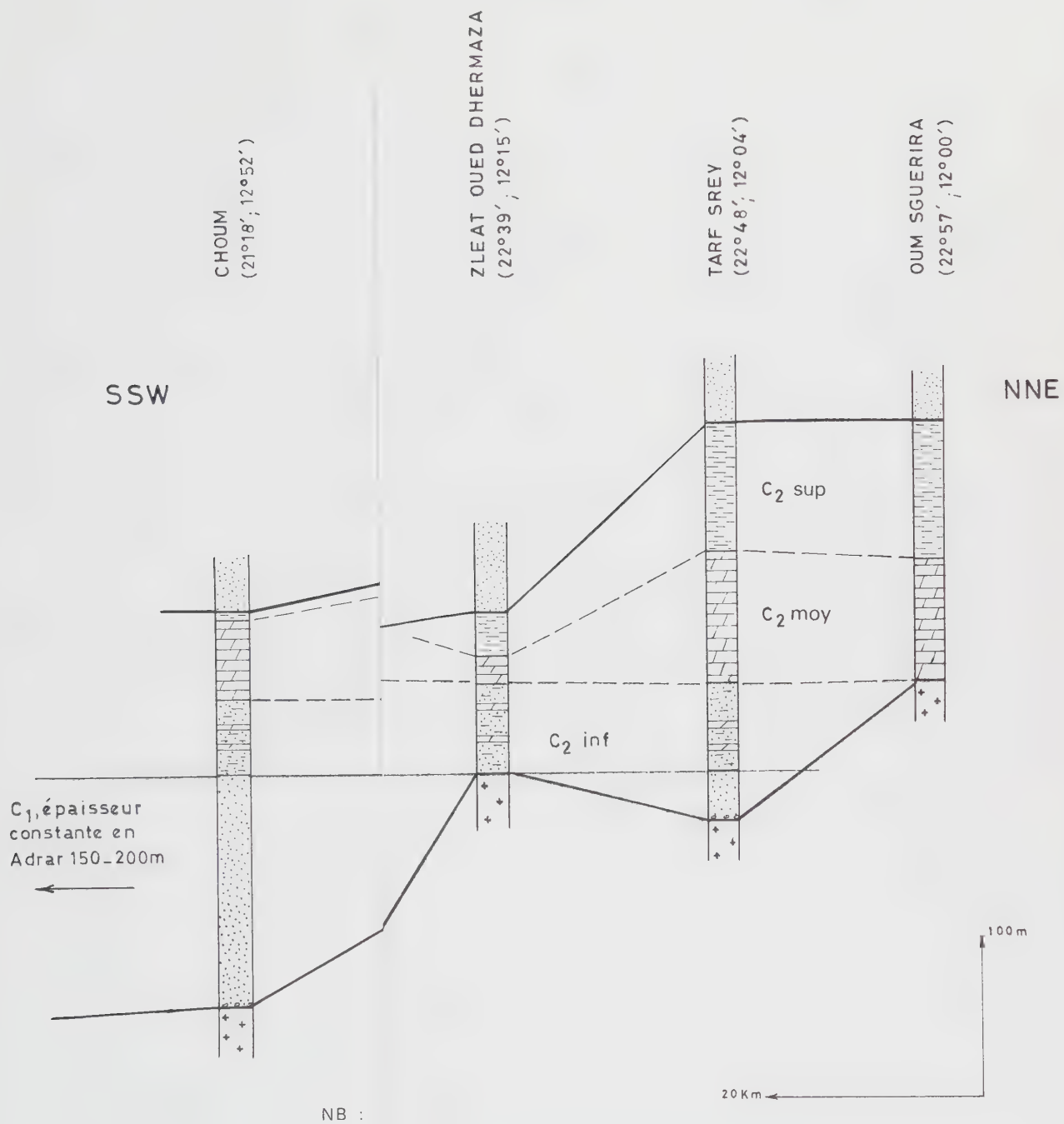


Figure 27

2) Corrélations avec les levés de Y. Péronne (1964 et 1966) en Adrar et dans le Khatt (Fort Gouraud - Aguelit el Mabha)

L'étude de Y. Péronne (1964 et 1966) intéresse la bordure occidentale du bassin de Taoudeni du Sud d'Atar au Khatt occidental (fig. 72) ; elle porte sur le groupe de Char et la base du groupe d'Atar. La série stratigraphique proposée par Y. Péronne est voisine de celle que nous avons définie en Adrar. I_1 épais et quartzitique dans la région d'Atar s'amincit vers le Nord où il peut passer à des arkoses (Char). I_2 (ou C_2 selon la nomenclature Th. Monod 1952, adoptée par Y. Péronne) est subdivisé en un I_2 inférieur constitué essentiellement de siltstones et grès très fins dolomitiques, rouges, un I_2 moyen caractérisé par des intercalations (de 0 à 30 selon les coupes) de dolomie franche à barytine et rognons ou lits de silex, et un I_2 supérieur où affleurent des shales et shales gréseux ; en fait ces subdivisions sont peu précises puisque basées sur la présence ou l'absence de bancs de dolomie, amygdalaires, variant en nombre et en épaisseur d'une coupe à l'autre.

La figure 27 montre l'évolution du groupe de Char de Choum au Sud, à Oum Sguerira au Nord. Le socle a une topographie plus irrégulière que dans la région d'Atar avec hauts-fonds et cuvettes (dessinés à l'échelle, ces accidents ne sont que de molles ondulations) ; I_1 présente une épaisseur très variable, il est localement absent (sondage ADC₁). I_2 s'est déposé sur une surface plus régulière, bien que là encore la sédimentation (variation de faciès, épaissement, biseautage de banc) soit étroitement liée aux reliefs du toit de I_1 . D'une façon générale, les faciès sont plus riches en détritiques dans la région d'Atar (Oued Ntouiskes) qu'à proximité de la Kédiat Idjil où domine la phase carbonatée. A Garat Sidi Baba (fig. 27), la discordance de ravinement du mur de I_3 est très importante : I_2 est en effet réduit à 30 m.

Quelques indices de cuivre et plus rarement de zinc (chalcocite, covellite, bornite, chalcopryrite, blende) ont été signalés par Y. Péronne dans les dolomies, grès dolomitiques et brèches intraformationnelles de I_2 ; ces minéralisations, qui ne sont jamais importantes, sont souvent associées à de la barytine, très abondante dans I_2 . *Le rôle passif, ou du moins peu actif, du socle, au cours de la sédimentation du groupe de Char explique probablement, au moins en partie, la rareté des indices métalliques à la base de la transgression de la série 1 si l'on admet, avec Y. Péronne (1966), que ces indices sont syngénétiques.*

Chapitre III

ETUDE DU GROUPE D'ATAR

Compris entre les discordances de ravinement de la base des grès-quartzites de Foun Chor I₃ et du mur des argiles, dolomies, silexites et brèches de silexite de Tifounke I₁₂, le groupe d'Atar, épais de 700 m environ en Adrar, est lithostratigraphiquement parfaitement défini. Il est caractérisé par l'abondance des calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies à Stromatolites qui forment la moitié de son épaisseur. Il affleure largement au Nord du Baten d'Atar, de la dépression de Tayaret - Timzak à l'Ouest, à la falaise de la rive gauche de l'Oued Tawaz à l'Est. Vers le Sud, il disparaît progressivement sous la série 2 discordante.

Avec le groupe d'Atar, nous abordons l'étude des Stromatolites. Nous aurons l'occasion de voir, dans le chapitre de paléontologie, que l'étude des Stromatolites a été envisagée de deux façons fort différentes. Les auteurs anglo-saxons, partant de l'étude de l'actuel, ont particulièrement développé l'aspect sédimentologique, tandis que l'école russe s'intéressait plus spécialement à l'aspect chronostratigraphique. Notre étude s'inscrit dans la lignée des études anglo-saxonnes dont nous avons utilisé la classification (B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg, 1964).

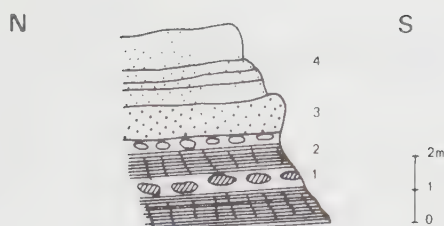
A partir de 1966, J. Bertrand-Sarfati a repris l'étude des Stromatolites de l'Adrar en utilisant la méthode et la classification (nomenclature binaire) préconisée par les géologues russes. Les principales données publiées de cette étude (J. Bertrand-Sarfati et M.E. Raaben, 1970 et J. Bertrand-Sarfati, 1972), ou en cours de publication, ont été reportées dans le chapitre "Description des coupes" puis regroupées dans le chapitre "Paléontologie". Le lecteur peut ainsi aborder l'étude des Stromatolites de l'Adrar selon l'optique des deux principales écoles.

I - DESCRIPTION DES COUPES

Le contact I₃ - I₂, étudié en détail dans l'Oued Ntouiskes (chapitre I, fig. 11), sera décrit à Timzak et dans la région de Oued el Gah - El Azrag (région de Fort Gouraud).

1) Coupe 11 du contact I₃ - I₂ à Timzak d'après M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy (1961) (fig. 28).

Cette coupe est levée le long de la piste routière d'Atar à Fort Gouraud, dans la passe de Timzak.



Coupe 11 de la base de I_3 dans la passe routière de Timzak
d'après M.-O. BONGRAND, R. DARS et J. SOUGY (1961)

Figure 28

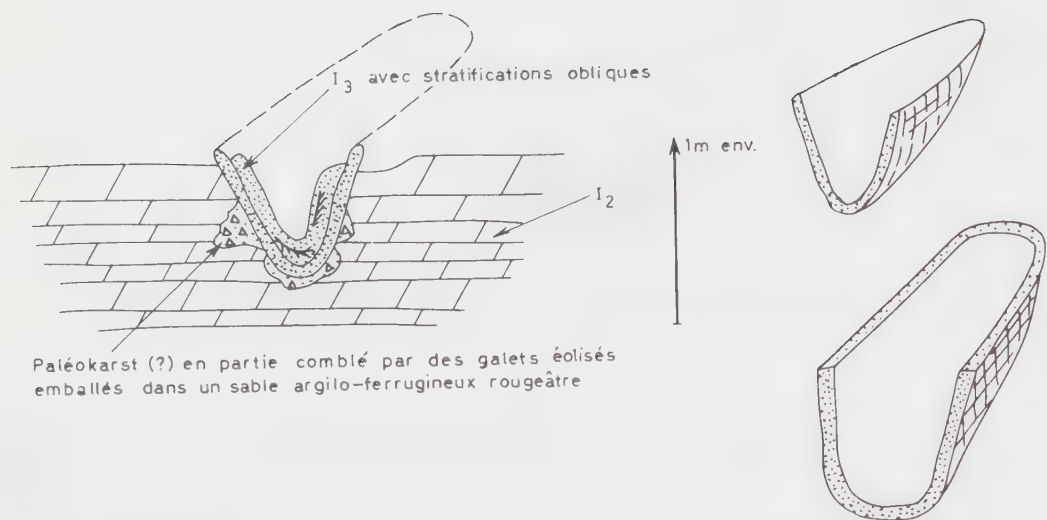
Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
4	2,0 et plus	I_3	9	grès argilo-siliceux de Fom Chor en bancs de 10 cm à 1 m de puissance.	
3	1,0	I_3	8	conglomérat gréseux.	
3	1,5	I_2-I_3	8 et 7	zone de schistes altérés se terminant par un conglomérat argileux à galets de quartz, parfois à facettes et reposant alors sur leur base. Cette zone montre à la base des nodules ferrugineux concrétionnés.	
1	1,0 et plus	I_2	7	schistes argileux, micacés, violacés, d'Azougui.	

Le toit de I_2 , qui renferme des nodules ferrugineux lenticulaires denses, légèrement magnétiques, atteignant 40 cm de longueur, représenterait, d'après M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy (1961), un paléosol ; la présence de galets éoliens, n'ayant vraisemblablement pas été déplacés depuis leur façonnement, leur permet même d'avancer l'hypothèse d'un paléoreg.

2) Coupe 10B du contact $I_3 - I_2$ dans l'Oued el Gah (fig. 26)

Cette coupe est donnée d'après les observations inédites de G. Bronner, J. Sougy et R. Trompette.

Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
2	0,5 à 1,0	I_3	9	grès très fin, feldspathique micacé, à ciment carbonaté, à patine noire, à cassure rosée avec mouches vertes, à stratifications obliques ; constitue des auges et des baignoires métriques aux parois très redressées.	TA 3007 J.S. 5398 à 5407
1	1,5	I_2	6	alternance de calcaire dolomitique rosé en plaquettes et de dolomie mauve ou grise à rares rognons de silex et à quartz millimétriques arrondis ; forment des dalles.	J.S. 5397



COUPES SCHÉMATIQUES D'UNE BAIGNOIRE DU MUR
DE I₃ A GARAT OUED EL GAH (COUPE 10 B)
D'après des observations inédites de G.BRONNER, J.SOUGY et R.TROMPETTE

Figure 29

Dans cette coupe, les faciès conglomératiques existant à Garat Oued el Gah et dans la coupe 10E (chapitre II, fig. 26), où des blocs erratiques de socle dépassent 20 m de longueur, sont absents. I₃ débute par un grès fin carbonaté qui dessine des structures métriques en forme d'auges et de baignoires (fig. 29). Les dolomies et calcaires dolomitiques du sommet de I₂ sont horizontaux, alors que les grès sus-jacents sont fortement redressés (pendages pouvant dépasser 50°). Entre dolomies et grès s'intercale un niveau à galets de quartz éolisés emballés dans un sable argileux et ferrugineux rougeâtre .

3) Coupe du toit de I₂ et du contact I₃ - I₂ au sondage El Azrag AOC₁, région de Fort Gouraud (lat. N 22°37' ; long. W 12°16'30").

Les carottes de ce sondage qui atteint le socle ont pu être examinées grâce à l'amabilité de R. Gouzes, géologue B.R.G.M. chargé de la surveillance de la campagne de recherche d'eau et de la Société des Mines de Fer de Mauritanie, maître d'oeuvre ; nous décrirons schématiquement le contact I₃ - I₂.

Ni-veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
3	de 0,0 à 23,0	I ₃	9	grès-quartzite fin, à cassure brune mouchetée de taches millimétriques rouille, avec rares passées centimétriques de shale verdâtre ; diaclases obliques.	TA 3011
2	de 23,0 à 31,0	I ₂ (?)	7(?)	grès-quartzite fin (cf 3) avec intercalations de shale dolomitique et de dolomie gréso-argileuse verte.	
1	de 31,0 à 35,0	I ₂	7	dolomie gréso-argileuse verte et shale gréso-dolomitique micacé vert alternant avec des passées de grès à ciment dolomitique.	

Cette coupe est la seule à montrer un contact peu net entre I_3 et I_2 . Il semble qu'il y ait un passage progressif de l'une à l'autre formation, ce qui est pour le moins surprenant étant donné que dans la région de l'Oued el Gah, distante seulement de 17 km, I_3 est franchement discordant sur I_2 (fig. 25 et 26).

4) Coupe 12 de I_3 à Hamdoum (fig. 30).

Cette coupe est la prolongation vers le SSE de la coupe 7 de la figure 18.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.	Description	N° éch. ; études
15	14,0	I_4	11 ? shale micacé, fissile, mauve et vert.	
14	26,0	I_4	éboulis ; non vu.	
	40,0	I_4		
13	6,0	I_3	10 grès-quartzite grossier, feldspathique, conglomératique à galets de quartz arrondis de quelques millimètres.	
12	16,6	I_3	10 grès-quartzite très grossier conglomératique avec galets de quartz atteignant 1 cm.	TA 1418 L.M.
11	4,5	I_3	9 grès-quartzite fin à ripple-marks.	
10	0,5	I_3	9 grès-quartzite fin, à patine grise ou brune, à cassure saccharoïde blanche, à débit en boules et à stratifications obliques.	TA 1417
9	15,0	I_3	9 grès-quartzite fin, à empreintes de galets mous, à ripple-marks et à stratifications obliques ; en bancs bien lités formant deux petites falaises.	
8	24,0	I_3	9 grès-quartzite hétérogranulaire, en petits bancs, avec mouches rouille de 0,3 à 0,4 mm de diamètre et stratifications obliques de taille variable - à +22 m - à +14 m	TA 1416 L.M. TA 1415
7	6,5	I_3	9 grès-quartzite très fin, conglomératique à galets de quartz de quelques millimètres à un centimètre, à mouches rouille de 0,4 mm et à stratifications obliques.	
6	13,0	I_3	9 grès-quartzite fin, feldspathique, à stratifications obliques, en petits bancs, avec rares passées grossières.	
5	6,5	I_3	9 grès-quartzite moyen, feldspathique, friable, en petits bancs, à stratifications obliques, conglomératiques avec quelques galets de quartz de 1 cm.	
4	2,0	I_3	9 grès-quartzite fin, en petits bancs, à stratifications obliques.	
3	8,0	I_3	9 grès-quartzite moyen, feldspathique, friable, avec rares galets de quartz de quelques millimètres à 1 cm.	

2	2,0	I ₃	8	grès-quartzite grossier, feldspathique, friable, à cassure blanche, conglomératique avec très nombreux galets de quartz et quartzite centimétriques, dont certains sont éolisés ; donne naissance par désagrégation à un reg blanc bien visible sur photographies aériennes.	TA 1414 L.M. bino
	104,5	I ₃			
1	7,0	I ₂	6	grès fin à très fin, à patine sombre, à cassure blanche et à stratifications obliques ; équivalent du niveau 21 de la coupe 7 de la figure 18.	

On peut distinguer dans cette coupe :

- à la base, 38 m de grès-quartzite fin à moyen, parfois feldspathique, à passées conglomératiques ; les premiers mètres renferment de nombreux galets éolisés.
- 44 m de grès-quartzite fin à stratifications obliques.
- au sommet, 22,5 m de grès-quartzite grossier conglomératique qui constituent l'horizon le plus caractéristique et le plus constant de I₃.

5) Coupe 9 de I₃ à Timzak (fig. 20)

Cette coupe levée dans la passe routière de Timzak a été décrite en détail dans le paragraphe consacré à l'étude de I₂ p. 62 . I₃ y est épais de 87 m (épaisseur partielle) ; Y. Péronne (1964) indique pour le I₃ complet une épaisseur de 135 m, contre 105 m à Hamdoun. I₃ semble donc s'épaissir du Sud au Nord en même temps que la sédimentation s'affine.

A Timzak on peut distinguer, à la base 39 m de grès-quartzite fin à moyen, plus ou moins feldspathique avec quelques passées de grès grossier à très grossier et au-dessus 48 m de grès-quartzite fin. Les horizons conglomératiques, niveau 10 de la série stratigraphique, affleurent à plusieurs kilomètres à l'Est dans l'Oued Tenkhakhada.

6) Coupe 13 de I₄ et de la base de I₅ à Tezegraz (fig. 31)

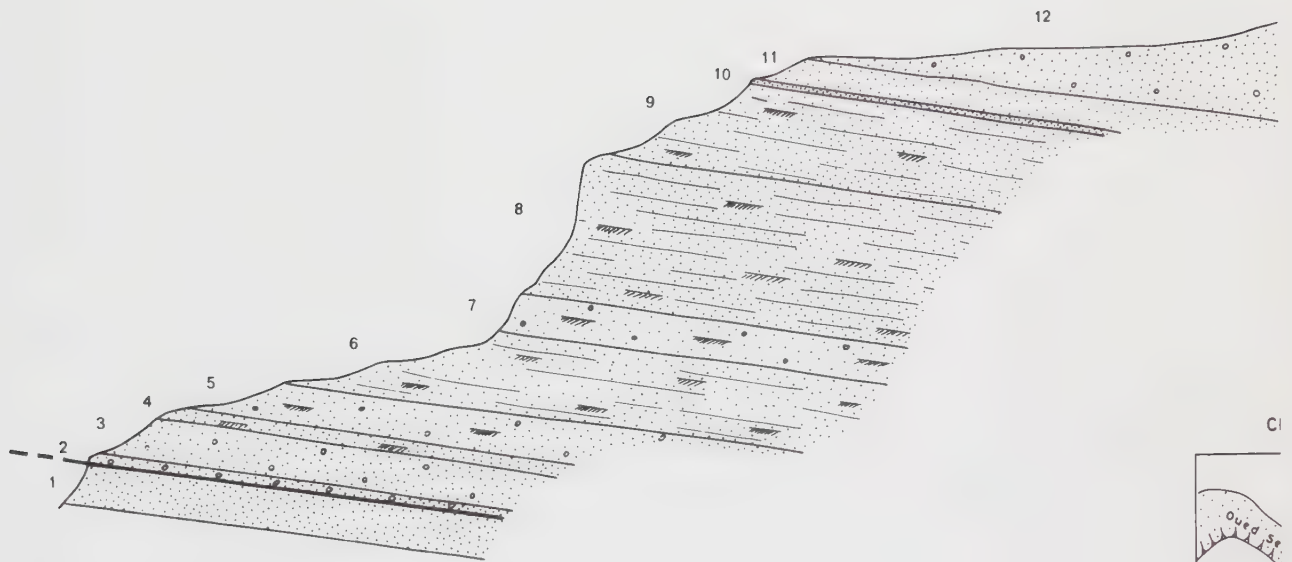
Cette coupe synthétise les observations faites en plusieurs points, à proximité de la route d'Atar à Fort Gouraud, entre le village de Ksar Torchane au Nord et la palmeraie de Tezegraz au Sud.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
24	1,5	I ₅	18	calcaire bleu noir avec Stromatolites de type SH-V selon la classification proposée par B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964)*, atteignant 15 cm de diamètre, associés à des <i>Conophyton</i> .	
23	0,5	I ₅	18	calcaire bleuté, brun, ocre, en plaquettes ou en bancs minces.	

* Se rapporter au paragraphe Données paléontologiques sur le groupe d'Atar, p. I2I

COUPE 12 DES GRÈS-QUART

N



Cl



Photograph

22	1,0	I ₅	18	calcaire à rares <i>Conophyton</i> et à Stromatolites de type SH-V, bleu noir cimentés par un calcaire brun souvent bréchique.	
21	6,5	I ₅	18	calcaire bleu ou ocre en plaquettes ; faciès voisin de celui du niveau 23.	
20	2,0	I ₅	17	shale gris et noir, feuilleté.	TA 1220
19	13,5	I ₅	16	dolomie (CaO : 29,9 % ; MgO : 19,2 % et CaO : 30,8 % ; MgO : 17,1 %) et dolomie calcaire souvent légèrement micacée, à très fines passées de shale bleu et noir et de siltstone psammitique à débit en plaquettes, avec des <i>Conophyton</i> particulièrement nets dans la partie supérieure où ils dépassent 0,10 m de diamètre, et, à la base, des Stromatolites de type SH-V de 1 à 3 cm de diamètre ; les roches carbonatées renferment des géodes de quartz automorphes.	TA 1217 TA 1218 L.M. TA 233
18	3,0	I ₅	16	éboulis ; calcaire rognoneux (?)	
17	0,5	I ₅	16	calcaire dolomitique brun rouge à débit rognoneux avec rares Stromatolites de type SH-V de petite taille.	
16	7,0	I ₅	15	shale bleu fissile.	
15	7,5	I ₅	15	éboulis et encroûtement calcaire quaternaire qui masquent probablement des shales et des siltstones.	
14	17,5	I ₅	14	calcaire dolomitique (CaO : 42,8 % ; MgO : 7,6 %), dolomie calcaire et dolomie bleus et bruns en gros bancs diaclasés à érosion karstique, à géodes de quartz automorphes et de calcite, à <i>Conophyton</i> et <i>Conophyton</i> arborescents atteignant 3 m de haut et 0,4 m de diamètre (pl. photo. II A).	TA 232 TA 1216 L.M. TA 1215
	60,5	I ₅			
13	15,0	I ₄	13	shale fissile gris et bleu, avec encroûtement de calcaire brun quaternaire remaniant des gravillons latéritiques.	TA 1214 TA 1213 R.X TA 1212 TA 187
12	0,25			cuirasse de nappe, ferrugineuse, dure, massive, à structure lamellaire avec vacuoles ramifiées où de la calcite a recristallisé et fines tubulures de 1 à 2 mm de diamètre partiellement remplies de kaolinite ; apparaît à l'affleurement comme interstratifiée dans I ₄ *.	TA 1211
11	0,25	I ₄	13	calcaire (CaO : 38,3 % ; MgO : tr.) jaune, très riche en fer avec de nombreux dendrites de manganèse.	TA 1210 L.M.
10	6,0	I ₄	13	siltstone micacé à ciment argileux, blanchâtre, à débit en plaquettes et shale bleu et noir affleurant mal.	TA 1186 L.M.
9	0,05			cuirasse ferrugineuse apparaissant à l'affleurement comme interstratifiée dans I ₄ .	TA 1185 L.M.

* Bien que récente, probablement quaternaire, cette cuirasse sera décrite comme un niveau de I₄ puisque c'est ainsi qu'elle apparaît, à première vue, sur le terrain.

8	1,0	I ₄	12	dolomie calcaire (CaO : 28,8 % ; MgO : 14,9 %) brune, à cassure bleutée tranchante, découpée en grandes dalles par des diaclases, avec figures de dessiccation en croûtes de pain (émersion ?) ; exploitée comme matériau de construction à proximité du village de Ksar Torchane.	TA 230 TA 1184 L.M.
7	1,5	I ₄	12	dolomie calcaire (CaO : 20,1 % ; MgO : 8,1 %) riche en fer, ocre, brune, friable, micacée, finement gréseuse, à débit rognoneux.	TA 1183 L.M.
6	0,8	I ₄	12	dolomie calcaire (CaO : 28,8 % ; MgO : 12,0 %), riche en fer, brune, litée, avec nombreux filonnets de calcite, formant un banc dur bien visible dans la topographie ; stratification irrégulière probablement d'origine stromatolitique.	TA 1182 L.M.
5	5,5	I ₄	11	shale fissile, micacé, noirâtre avec intercalations de siltstone blanchâtre, micacé, à débit en plaquettes.	TA 1181
4	25,5	I ₄	11	alternance de grès-quartzite fin à très fin micacé en plaquettes, de shale fissile noir affleurant mal et de siltstone à ciment argilo-ferrugineux à débit en plaquettes ; nombreux plissements.	TA 1179 TA 1180 L.M.
3	5,0	I ₄	11	shale fissile, micacé, noir, alternant avec des grès très fins, feldspathiques, à ciment argileux, à débit en plaquettes, piquetés de mouches rouille d'oxydes et d'hydroxydes de fer.	TA 1178 L.M.
2	4,0	I ₄ ?		non vu ; alluvions de l'Oued Tenkhakhada et dépôts quaternaires.	TA 1177
	64,85	I ₄			
1	2,0 et plus	I ₃	10	grès-quartzite très grossier.	TA 1176

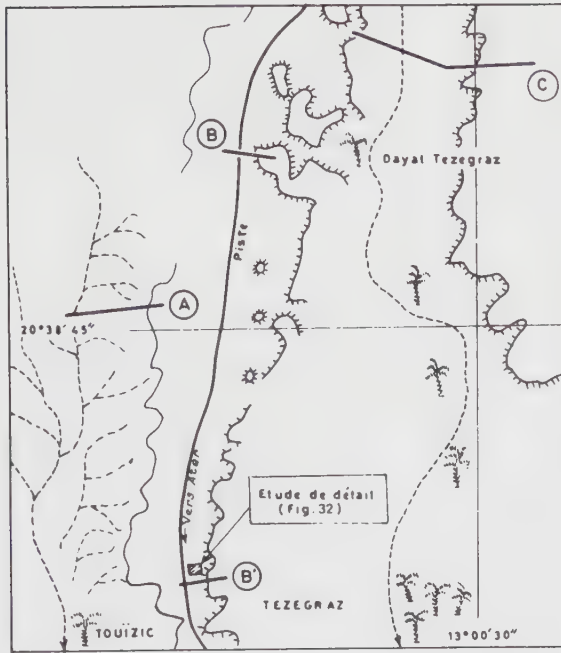
I₄, constitué de shales et à la base de siltstones, est divisé en deux par 2 à 3 mètres de dolomie (niveaux 6, 7 et 8) qui disparaissent au Nord du village de Ksar Torchane. Les parties inférieure et moyenne de I₅ sont formées de 60 m de dolomies, dolomies calcaires et calcaires dolomitiques à Stromatolites avec intercalations de shales et de siltstones. Les épaisseurs données, tant pour I₄ que pour I₅, sont approximatives, la coupe étant très étalée et donc difficile à mesurer.

Le problème des intercalations de cuirasse ferrugineuse est suffisamment important pour qu'on l'étudie en détail ; ceci a pu être fait avec l'aide de J.-C. Leprun, pédologue au centre O.R.S.T.O.M. de Dakar, que nous remercions. En effet si ces deux niveaux cuirassés sont effectivement interstratifiés, comme tend à l'indiquer l'examen des affleurements, ils peuvent donner de très bonnes indications paléoclimatiques, les cuirasses latéritiques se formant actuellement dans les zones de savane à climat tropical à saisons alternativement sèche et humide.

Y. Péronne (1964 et 1966) a prospecté, par puits, dans la région de Tezegraz, le niveau cuirassé supérieur (niveau 12 de la coupe 13) qui contient (Y. Péronne, 1966, p. 61) d'assez fortes teneurs en plomb et zinc (moyennes pour 5 échantillons analysés 550 p.p.m. de Zn et 230 p.p.m. de Pb). Les trois puits creusés ont pu être rafraîchis et examinés en détail ; ils sont situés en bordure de la piste d'Atar à Fort Gouraud et alignés selon une direction W-E (fig. 32).

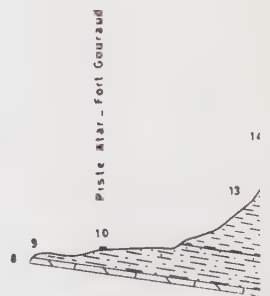
COUPES 13 DE I₄ ET DE LA BAS

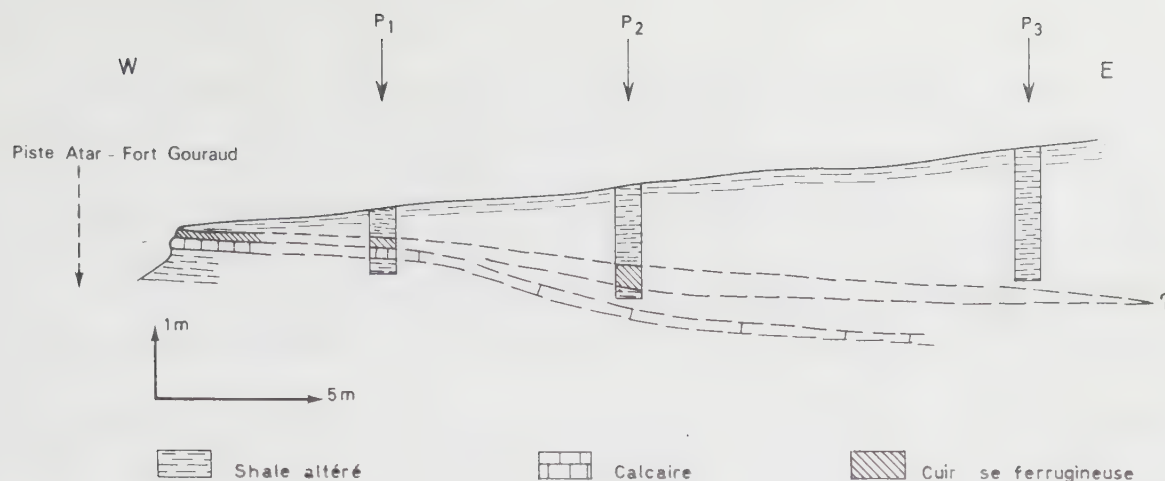
CROQUIS DE POSITION



Photographie aérienne I.G.N. NF 28 V N° 274

0 1 2 Km





COUPE SCHÉMATIQUE DE LA "CUIRASSE FERRUGINEUSE DE NAPPE"
DE LA COUPE 13 DE TEZEGRAZ

[L'emplacement des puits est indiqué sur le croquis de position de la figure 31]

Figure 32

Puits P_1 (à 6 m environ de l'affleurement de cuirasse ; profondeur 0,80 m environ)

On distingue de haut en bas :

- 35 cm environ de shale altéré avec fines passées kaoliniques jaune safran
- 2 cm lit de kaolinite pure blanchâtre à rosée (TA 3088)
- 1 cm environ intercalation de siltstone ou grès très fin dur
- 0 à 4 cm de matériau d'altération blanc et jaune (TA 3089)
- 0 à 20 cm de cuirasse dure, massive, *finement lamellaire*, poreuse, avec de fines vacuoles où de la calcite a recristallisé, et des tubulures de 1 à 2 mm de diamètre partiellement remplies par de la kaolinite (TA 3090)
- 15 cm de calcaire jaunâtre (niveau 11 de la coupe 13)
- 15 cm environ de shale altéré mais non ferruginisé.

Puits P_2 (à 7 m environ à l'Est de P_1 ; profondeur 1,50 m environ)

- 100 cm environ de shale altéré avec rares passées de kaolinite
- 1 cm environ de siltstone ou grès très fin dur
- 0 à 5 cm de matériau d'altération argileux, de couleur safran, assez peu kaolinique
- 40 cm de cuirasse massive lamellaire qui, dans la fouille, apparaît *discordante* sur les shales (le pendage de la cuirasse est inférieur à celui des shales) ; à la base des poches de kaolin blanchâtre de quelques centimètres d'épaisseur.

Puits P_3 (à 20 m environ à l'Est de P_1 ; profondeur 2 m environ)

- 180 cm environ de shale parfois silteux, altéré, avec de rares et minces amygdales de kaolinite
- 10 à 20 cm de matériau d'altération blanc ou jaune safran ; pas de véritable cuirasse comme dans les puits P_1 et P_2 .

Les coupes de ces trois puits montrent que la cuirasse ferrugineuse supérieure (niveau 12) n'est pas interstratifiée dans I_4 mais *pénéconcordante*. Le puits P_3 n'a pas été suffisamment approfondi pour que l'on puisse déterminer l'extension latérale du niveau cuirassé ; il est pro-

bable qu'il disparaît assez rapidement vers l'Est, comme nous l'avons représenté schématiquement sur la figure 32.

Cette cuirasse ferrugineuse, d'épaisseur variable, est caractérisée par une structure finement lamellaire avec de minces tubulures partiellement obstruées par de la kaolinite ; *il s'agit très probablement d'une cuirasse de nappe formée au niveau de la surface piézométrique.*

Le niveau cuirassé inférieur (niveau 9 de la coupe 13) est en tout point identique au précédent qu'il prolonge vers l'Ouest, à moins qu'il représente un second état d'équilibre de la nappe à une cote légèrement inférieure. Ce problème de l'existence de 1 ou 2 cuirasses, peu important pour notre étude, ne pourra être résolu que par le fonçage d'une ligne de puits à l'Ouest des précédents.

A titre d'hypothèse, on peut envisager que ces cuirasses se sont formées lors de la dernière période humide du Quaternaire dont les dépôts lacustres sont datés 8.000 ans B.P. en Adrar central (R. Trompette et E. Manguin, 1968).

Cette étude de détail des niveaux ferrugineux de I₄ à Tezegraz montre les grandes difficultés inhérentes à l'étude du cuirassement dont il est souvent difficile de déterminer l'âge et l'origine. Une connaissance, même sommaire, des phénomènes de pédogenèse, comme le cuirassement des sols, pourrait grandement aider le géologue.

7) Log de I₅ d'après la campagne de sondages de 1964 pour l'alimentation en eau d'Atar (R. Trompette, 1964 et 1966)

Ce log stratigraphique est déduit de l'examen de 12 sondages de recherche d'eau, entièrement carottés, totalisant 200 m.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
15	2,0 et plus	I ₅	20	calcaire dolomitique bleu à <i>Conophyton</i> .	
14	13,5	I ₅	19 ?	non vu.	
13	3,0	I ₅	19	shale altéré gris, mauve, rougeâtre, à débit en rondelles dans les carottes.	
12	12,5	I ₅	18	dolomie calcaire (CaO : 32,9 % ; MgO : 12,6 %) et dolomie, brunes et bleues, à <i>Conophyton</i> , avec passées décimétriques de shale carbonaté fissile, gris et noir, pyriteux, à débit en rondelles dans les carottes.	TA 1648 L.M. TA 1646 1647 1649
11	0,8	I ₅	17	shale légèrement carbonaté, noir, lité, pyriteux, à débit en rondelles.	TA 1650
10	4,0	I ₅	17	non vu.	
9	8,5	I ₅	16	dolomie, dolomie calcaire, bleutées, alternant avec des shales noirs, lités, à clivage oblique dans les carottes (stratifications obliques ?).	TA 1643 1644
8	8,0	I ₅	16	dolomie (CaO : 29,1 % ; MgO : 19,8 %) bleue à <i>Conophyton</i> avec nombreuses veines de calcite blanche, stylolites et géodes de dolomite et calcite automorphes.	TA 1642 L.M.
7	1,5	I ₅	15	shale noir massif, lité micacé, pyriteux.	TA 1645

6	5,0	I ₅	15	non vu.	
5	9,7	I ₅	15	shale avec fines intercalations de siltstone, gris, rouge, violine, altéré, à débit esquilleux au sommet, massif, noir, pyriteux, à débit en rondelles à la base.	TA 1641
4	14,5	I ₅	14	dolomie et dolomie calcaire (CaO : 30,8 % ; MgO : 14,1 %) bleues et brunes, à grands <i>Conophyton</i> arborescents, à géodes de dolomite et de calcite et stylolites, avec à la base, au contact des shales, des mouches et lits de pyrite ; cet ensemble est très fissuré (diaclasses horizontales et verticales).	TA 1638 TA 1639 L.M.
	80,0	I ₅			
3	7,2	I ₄	13	shale bleu et rougeâtre (altération), friable, à débit en rondelles dans les carottes, avec au sommet un banc décimétrique de dolomie calcaire.	TA 1635 R.X
2	1,1	I ₄	12	dolomie et dolomie calcaire (CaO : 27,15 % ; MgO : 13,4 %) bleues, massives avec rares fissures horizontales.	TA 1636 L.M.
1	1,7	I ₄	11	shale légèrement carbonaté, noir, dur, massif, tachant les doigts avec de minces lits amygdalaires de pyrite.	TA 1637 L.M. R.X

Les shales du toit de I₄ niveau 13 de la série stratigraphique diminuent rapidement d'épaisseur du Nord au Sud (21 m dans la coupe 13 de Tezegraz ; 7 m à Atar). I₅, épais ici de 80 m (épaisseur partielle), est constitué d'une alternance de niveaux carbonatés et de shales.

Cette coupe, construite à partir des sondages, met nettement en évidence l'importance des niveaux de shales et de siltstones au sein de I₅. Ces intercalations tendres affleurent très mal dans les coupes de terrain où elles sont souvent partiellement masquées par des éboulis et *de ce fait leur puissance est généralement sous-estimée*. On remarquera d'autre part l'aspect très différent des shales à l'affleurement et en sondage ; rouges, violines, bleus et gris, tendres, à débit esquilleux dans les coupes, ils sont noirs, durs, massifs, pyriteux dans les carottes de sondage.

8) Coupe 14 de I₅ à Lekhleïgate (fig. 33)

Cette coupe a été levée au Nord du massif montagneux de Lekhleïgate ; elle débute à quelques centaines de mètres à l'Est de la piste d'Atar à Akjoujt, à 20 km au Sud d'Atar.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
22	3,0	I ₆	21	shale verdâtre fissile avec petits lits de grès très fins et de siltstones micacés à débit en plaquettes.	
21	7,5	I ₅	20	calcaire ou calcaire dolomitique à Stromatolites buissonnants de type LLH et SH, bleu, massif, avec de nombreux filonnets de calcite blanche et des géodes de dolomite et calcite automorphes ; au sommet dômes stromatolitiques décamétriques.	TA 1466

20	8,5	I ₅	20	calcaire ou calcaire dolomitique conglomératique constitué de rognons carbonatés bruns cimentés par un calcaire finement gréseux micacé avec rares passées de siltstone carbonaté micacé en plaquettes.	TA 1465
19	21,5	I ₅	20	calcaire magnésien (CaO : 52,35 % ; MgO : 2,4 %), brun, bleu ou jaune, en bancs peu épais, diaclasés, à <i>Conophyton</i> déformés (pl. photo. II B et C) donnant en section horizontale des formes amygdalaires, ellipsoïdales (l'étirement se fait de façon constante selon un axe est-ouest) qui au sommet passent à des Stromatolites de type SH-V et plus rarement LLH-C souvent en forme de buisson.	TA 1464 L.M.
18	5,0	I ₅	20	éboulis ; non vu.	
17	3,0	I ₅	20	calcaire ou calcaire dolomitique silteux, micacé, à cassure ocre ou grise mouchetée de points rouille, à débit en grandes plaques.	TA 1463 L.M.
16	5,0	I ₅	20	falaise bien visible dans la morphologie constituée au sommet par 3 m de dolomie calcaire (CaO : 33,05 ; MgO : 14,4 %) brune, ocre, bleue, sans Stromatolite, avec filonnets de calcite blanche et géodes de dolomite et de calcite, et à la base par 2 m de calcaire bleu noir à stratification irrégulière peut-être stromatolitique à aspect schisteux, parfois bréchique, à débit irrégulier rognoneux ; au sommet de la falaise structures brachysynclinales circulaires de plusieurs dizaines de mètres de diamètre.	TA 1462 L.M.
15	12,0	I ₅	19 ?	éboulis ; au sommet, probablement des calcaires bleus, noirs, schisteux.	TA 1461 L.M.
14	3,0	I ₅	18	calcaire ou calcaire dolomitique silteux, ou finement gréseux, brun, ocre avec dépôts en zones concentriques d'oxydes et d'hydroxydes de fer (phénomène dit des "anneaux de Liesegang"), à débit en plaquettes ; affleure mal sous les éboulis.	TA 1460 L.M.
13	4,0	I ₅	18	calcaire ou calcaire dolomitique, bleu, noir, ocre, en bancs peu épais, très diaclasés avec des Stromatolites de type SH-V très serrés liés par un ciment carbonaté bréchique atteignant 60 cm de haut et 30 cm de large dans leur partie supérieure la plus évasée, et de rares Stromatolites de type LLH-C surtout abondants à la base.	TA 1459
12	1,0	I ₅	17	shale bleu fissile.	
11	9,0	I ₅	16	dolomie calcaire (CaO : 29,95 % ; MgO : 15,5 %) à <i>Conophyton</i> atteignant 0,5 m de diamètre, à cassure spathique, bleutée ou ocre, avec nombreux filonnets de calcite et géodes de dolomite et de calcite, en bancs massifs très diaclasés ; en coupe horizontale la texture concentrique des <i>Conophyton</i> est souvent soulignée par des incrustations de silex ou de quartz automorphes. Au sommet quelques <i>Conophyton</i> ployés du type de ceux du niveau 5.	TA 1458 L.M.
10	2,0	I ₅	16	éboulis de roches carbonatées ; non vu.	
9	3,0	I ₅	16	calcaire (CaO : 51,8 % ; MgO : tr.) bleuté, ocre ou verdâtre, en bancs de 5 cm d'épaisseur, à stratification ondulée irrégulière probablement d'origine stromatolitique.	TA 1457 L.M.
8	11,5	I ₅	15	éboulis de roches carbonatées ; non vu.	

7	2,5	I ₅	15	grès très fin et siltstone à ciment argileux, à cassure gris bleu et à débit en plaquettes.	TA 1456 L.M.
6	3,0	I ₅	15	shale bleu, fissile, affleurant mal.	
5	7,5	I ₅	14	dolomie calcaire (CaO : 27,7 % ; MgO : 14,4 %) massive, en bancs diaclasés, brune et bleue à grands <i>Conophyton</i> (à la base les troncs sont souvent jointifs alors qu'au sommet apparaissent des branches) avec quelques rognons de silex et de nombreuses géodes de dolomite, de calcite et de quartz. Au sommet les <i>Conophyton</i> s'incurvent pour devenir subhorizontaux, orientés ESE-WNW avec un léger plongement vers l'WSW ; leur section est souvent aplatie, elliptique, les branches sont rares.	TA 1455 L.M.
4	1,0	I ₅	14	dolomie calcaire (CaO : 28,0 % ; MgO : 13,0 %) ferrugineuse, à stratification irrégulière probablement d'origine stromatolitique, finement gréseuse ou silteuse litée, ocre à vert sale, avec de nombreux enduits blancs de calcite ; ces dolomies sont exploitées comme pierre à bâtir.	TA 1454 L.M.
	110,0	I ₅			
3	18,0	I ₄	13	éboulis masquant probablement des shales.	
2	4,0	I ₄	12	calcaire dolomitique finement gréseux ou silteux, lité, ocre ou vert, en bancs de 5 à 50 cm irréguliers (joints de stratification ondulés).	TA 1453
1	11,0	I ₄	11 ?	éboulis masquant en partie des shales bleus fissiles.	

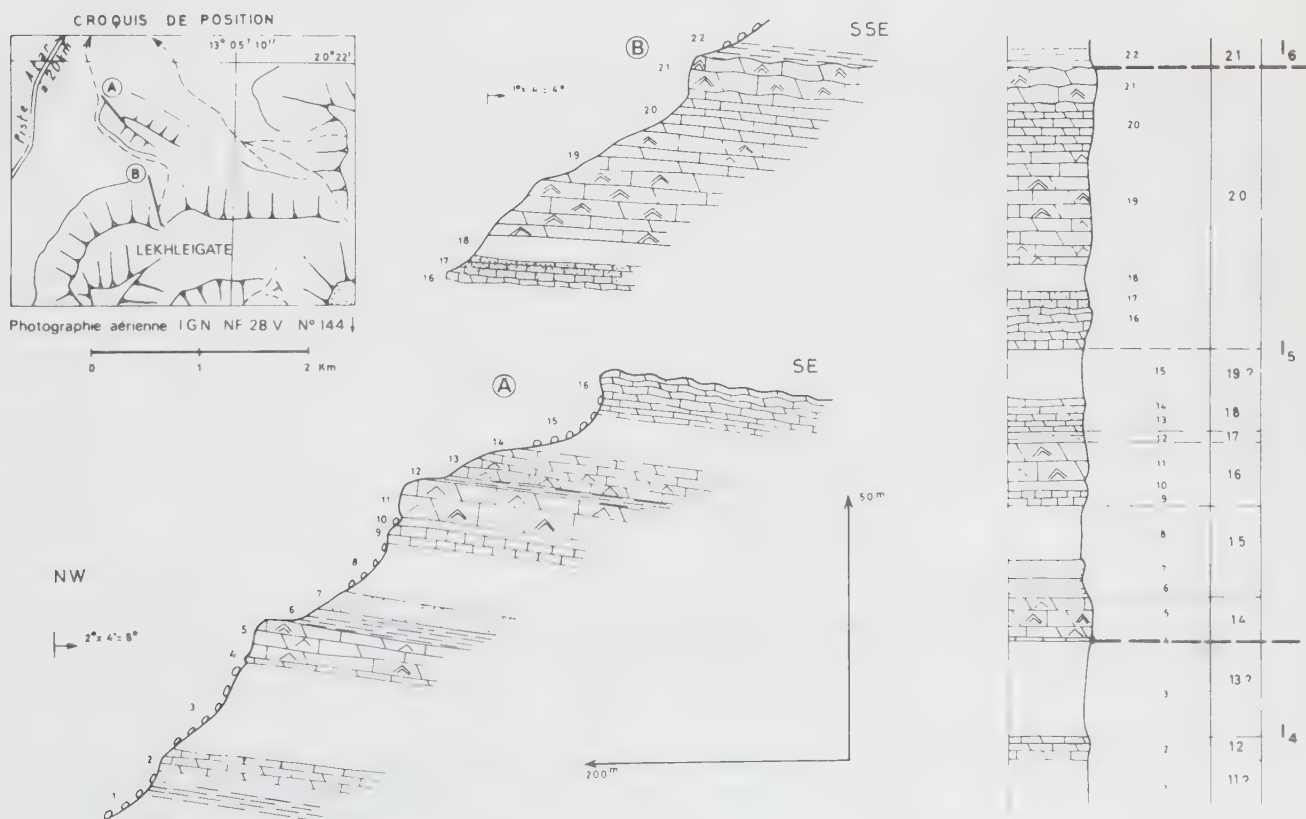
Coupes 14 de I₅ à Lekhleigate

Figure 33

Dans cette coupe, I₅, complet, est épais de 110 m ; les horizons de shales tendres, identifiés dans les sondages d'Atar, masqués par les éboulis affleurent très mal. Le sommet du niveau 16 est plissé en cuvettes synclinales parfaitement circulaires dont l'origine reste problématique (phénomène diagénétique, structure organique d'origine algaire, tassement, effondrement, ou phénomène tectonique ?).

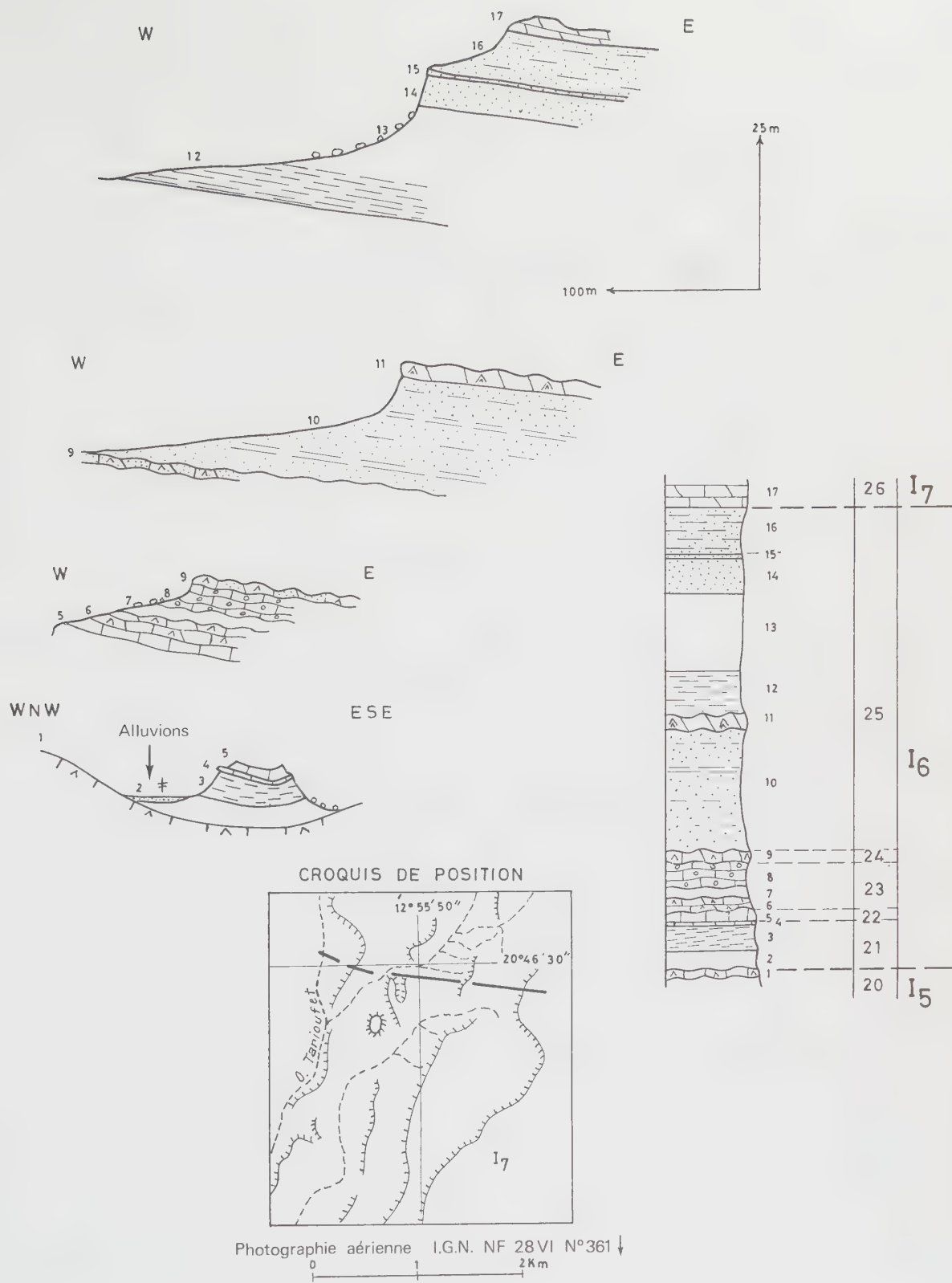
Les principaux Stromatolites identifiés par J. Bertrand-Sarfati (à paraître) sont de haut en bas :

I ₅ , 20	niv. 21	<i>Baicalia mauritanica</i> .
I ₅ , 20	niv. 19	<i>Conophyton ressoti</i> var. <i>jacqueti</i> avec, au sommet, des formes buissonnantes qui sont des <i>Baicalia mauritanica</i> identiques à ceux du niveau 21.
I ₅ , 20	niv. 18	dans une coupe voisine, le non vu du niveau 18 est partiellement occupé des niveaux carbonatés à <i>Baicalia</i> aff. <i>bulbosa</i> , <i>Parmites</i> aff. <i>concrescens</i> et <i>Tungussia</i> sp.
I ₅ , 18	niv. 13	<i>Tungussia</i> aff. <i>confusa</i> .
I ₅ , 16	niv. 11	niveau à <i>Conophyton ressoti</i> très nombreux avec des <i>Jacutophyton</i> et des <i>Tilemsina</i> nov. gen. aff. <i>digitata</i> . Selon J. Bertrand-Sarfati (1970), les <i>Tilemsina</i> doivent être rangés dans le groupe des Tungussidés ; ils sont assez proches de <i>Tungussia</i> et de <i>Baicalia</i> .
I ₅ , 16	niv. 8	sous les éboulis du niveau 8, quelques <i>Tungussia</i> aff. <i>confusa</i> .
I ₅ , 14	niv. 5	niveau à très beaux <i>Conophyton ressoti</i> avec, comme dans le niveau 11, des <i>Jacutophyton</i> et des <i>Tilemsina digitata</i> .

9) Coupe 15 de I₆ dans l'Oued Tarioufet (fig. 34)

Cette coupe a été levée dans le cours moyen de l'Oued Tarioufet, affluent de rive droite de l'Oued Amder qu'il rejoint 3 km en aval de la palmeraie d'Amder el Shrir.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
17	4,0 et plus	I ₇	26	dolomie bleu et brune, sans Stromatolite, à encroûtement ferrugineux.	TA 1634
16	8,5	I ₆	25	grès-quartzite très fin, feldspathique, à glauconie avec rares passées de shale vert fissile ; la glauconie se concentre dans des lits très fins qui soulignent la stratification.	TA 1633 L.M.
15	0,75	I ₆	25	grès-quartzite très fin, feldspathique, à patine sombre, à cassure grise ou ocre avec très nombreuses mouches rougeâtres de 0,2 mm de diamètre (quartz colorés par des oxydes et hydroxydes de fer) ; forme un banc massif à débit en parallélépipèdes.	TA 1632 L.M.
14	5,5	I ₆	25	siltstone à grès très fin, feldspathique, verdâtre, légèrement micacé, à ripple-marks, à débit en plaques ou en gueuses avec quelques passées de shale silteux fissile.	TA 1631 L.M.
13	12,0	I ₆	25	éboulis.	



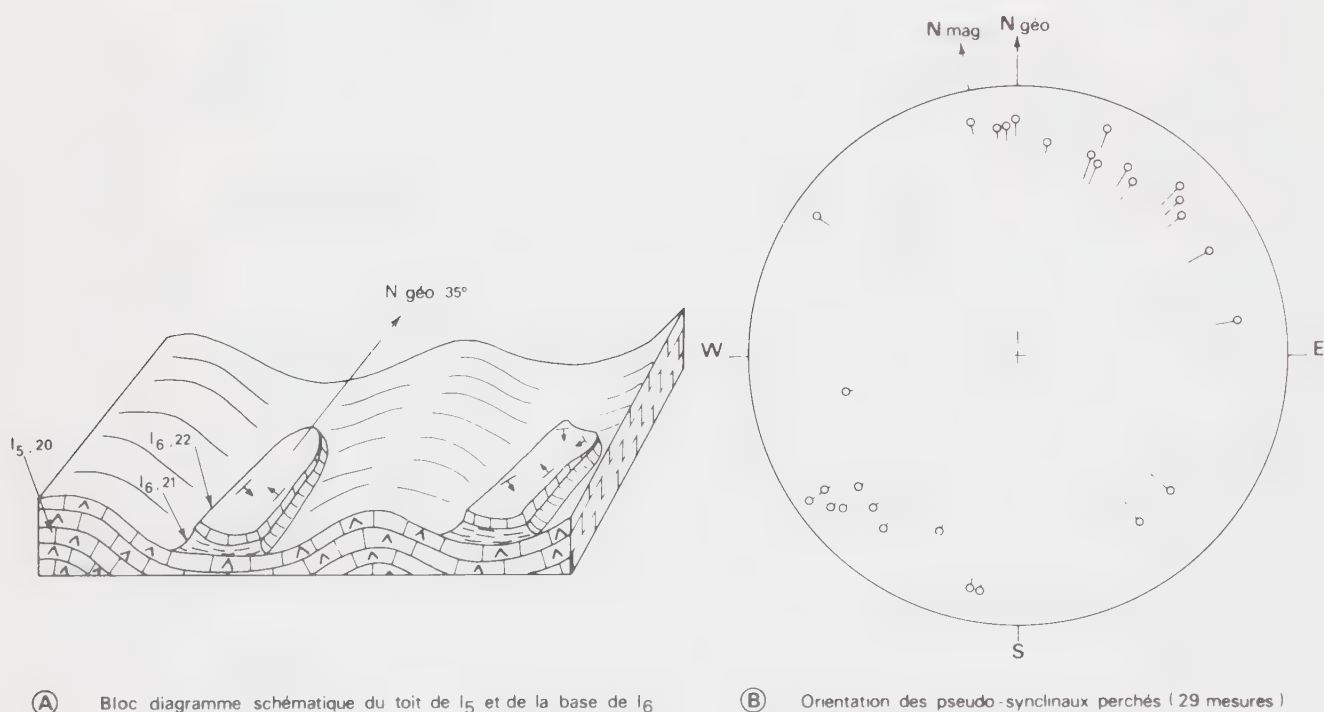
Coupes 15 de I₆ dans l'Oued Tarioufet

12	8,0	I ₆	25	shale micacé vert.	TA 1630
11	2,5	I ₆	25	dolomie calcaire (CaO : 32,2 % ; MgO : 17,8 %) brune et bleutée, en bancs massifs durs à cassure gris bleuté, avec des lits de quelques millimètres à un centimètre, rouille, riches en fer, à texture amygdalaire ; au toit récifs stromatolitiques métriques en dômes.	TA 1629 L.M.
10	20,0	I ₆	25	siltstone feldspathique, micacé, calcaire, à débit en plaquettes ou en gueuses, avec quelques passées de shale finement gréseux fissile.	TA 1628 L.M.
9	1,75	I ₆	24	siltstone calcaire et calcaire silteux, micacés avec Stromatolites de type SH-V de 2 à 3 cm de diamètre et de 10 à 25 cm de hauteur et plus rarement de type LLH-C ; au sommet coupoles de 1 à 2 m de diamètre qui s'apparentent aux récifs en bulbes d'oignons décrits par G. Rocci (1951) dans les calcaires de la série 1, sur la feuille au 1/500.000 Touraine et qui sont des mégastromatolites de type LLH-C.	TA 1627
8	4,25	I ₆	23	calcaire (CaO : 51,75 % ; MgO : 0,4 %) conglomératique avec galettes aplaties de plusieurs centimètres, de calcaire ou de calcaire silteux (conglomérat monogénique).	TA 1626 L.M.
7	1,75	I ₆	23	éboulis masquant une formation tendre ; au sommet quelques plaquettes de siltstone feldspathique à glauconie et à ciment calcaire (CaO : 2,4 % ; MgO : 0,1 %), dur, à patine sombre.	TA 1625 L.M.
6	2,0	I ₆	23	calcaire dolomitique (CaO : 32,7 % ; MgO : 2,2 %) silteux, conglomératique, à cassure gris bleuté, avec galettes de calcaire brun silteux de plusieurs centimètres disposées dans tous les sens, et rares Stromatolites de type SH-V de 2 cm de diamètre moyen.	TA 1624 L.M.
5	1,5	I ₆	22	ensemble calcaire avec au sommet 1 m de calcaire bleu et mauve, à la base 0,5 m de calcaire bleu, brun, à cassure bleutée et à passées verdâtres ; cet ensemble est plissé et montre des synclinaux perchés de plusieurs centaines de mètres de long.	TA 1623 L.M.
4	0,5	I ₆	22	calcaire bleuté parfois violine schisteux, bréchique, à aspect de mylonite avec nombreux joints de stratification argileux, irréguliers et à fines passées de shale bleu et mauve.	TA 1622 L.M.
3	4,5	I ₆	21	shale noir fissile.	TA 1621
2	3,0	I ₆ ?	21 ?	non vu ; formation tendre.	
	76,5	I ₆			
1	3,0 et plus	I ₅	20	calcaire bleu noir à <i>Conophyton</i> ramifiés, passant dans la partie supérieure à des calcaires bleutés à Stromatolites buissonnants de type SH-V, liés par un ciment brun ; le toit de ces calcaires, souvent silicifié, a une morphologie tourmentée avec de grands dômes, qui sont peut-être des récifs de Stromatolites décamétriques parfois hectométriques, séparés par de profondes dépressions en V ouvert (le dénivelée entre le fond de la dépression et le sommet du dôme peut dépasser 10 m).	TA 1619

I₆, épais de 76,5 m, est constitué essentiellement de roches détritiques fines ; les

horizons carbonatés, qui renferment quelques Stromatolites, constituent le quart de son épaisseur.

Le niveau 5 (I_5 , 22), de calcaire bleu et mauve, dépourvu de Stromatolites, montre, dans l'Oued Tarioufet, de très belles structures brachysynclinales décamétriques à hectométriques qui contrastent avec la structure monoclinale tranquille du groupe d'Atar. Ces pseudo-synclinaux perchés (fig. 35 A), étroits et allongés, dont le rapport longueur sur largeur varie de 2 à 5, ont la forme de baignoire, de demi-poire, de cerf-volant. Les pendages sont en moyenne de 20° , pouvant localement dépasser 40° . Le style est souple, les fermetures périssynclinales sont dépourvues de cassure.



Structures de la base de I_6 dans la coupe 15 de l'Oued Tarioufet

Figure 35

Le toit de I_5 , qui supporte ces structures, présente, lui aussi, une morphologie irrégulière avec une succession de biohermes stromatolitiques décamétriques à hectométriques séparés par des dépressions profondes de quelques mètres à une dizaine de mètres (fig. 35 A), en partie comblées par les structures décrites ci-dessus.

L'orientation de ces pseudo-synclinaux est en gros constante. La quasi-totalité des axes calculés (fig. 35 B) se regroupe autour de la direction N 35° , avec une dispersion importante liée aux très nombreux plis parasites des fermetures périssynclinales, la plupart de ces plis n'étant pas cylindriques. Le plongement axial est faible et de l'ordre de 10° . Trois structures, sur les vingt-neuf mesurées, ont une orientation grossièrement perpendiculaire à la précédente.

De cette description rapide nous pouvons retenir trois points :

- ces structures ont une orientation constante, voisine de celle des biohermes à Stromatolites de I_6 , 24 (fig. 69), de I_9 , 35 (fig. 67 et 68) et de I_{10} , 37 (fig. 70)
- les forts pendages mesurés indiquent qu'il ne s'agit pas de simples structures sédimentaires édifiées au cours du dépôt

- la morphologie du toit de I₅ semble avoir joué un rôle dans l'édification et la localisation de ces pseudo-synclinaux.

Compte tenu de ces trois remarques, deux hypothèses nous paraissent pouvoir expliquer l'origine de ces structures :

- il s'agit de biostromes stromatolitiques ondulés, d'un type particulier dont la partie haute, ou pseudo-anticlinale, aurait été systématiquement érodée. Cette ablation systématique paraît surprenante au vu des autres niveaux récifaux où, à l'inverse, ce sont les cuvettes "synclinales" qui sont difficiles à identifier. D'autre part, aucune structure ou texture stromatolitique n'est visible dans les calcaires de I₆, 22.
- il s'agit de structures sédimentaires en partie d'origine diagénétique. Les calcaires et shales de I₆, 21 et 22, se seraient sédimentés dans des dépressions situées entre les biohermes du toit de I₅, les pendages de dépôt s'accroissant par tassement différentiel au cours de la diagenèse. Cette seconde hypothèse rend compte de l'orientation des pseudo-synclinaux déterminée, dans la majeure partie des cas, par l'allongement des biohermes ; elle peut également expliquer les faciès bréchiques de la base de I₆, 22 qui représenteraient des brèches intraformationnelles formées par glissement.

En conclusion, l'hypothèse de structures sédimentaires, en partie d'origine diagénétique, nous paraît être celle qui rend le mieux compte des phénomènes observés.

Les principaux Stromatolites identifiés par J. Bertrand-Sarfati (à paraître) dans la coupe 15 de I₆ dans l'Oued Tarioufet sont de haut en bas :

I ₆ , 25	niv. 11	petits biohermes avec des <i>Jurusania minuta</i> .
I ₆ , 24	niv. 9	biohermes à <i>Jurusania</i> et bancs ondulés à <i>Tarioufetia hemisphaerica</i> . Le nouveau groupe des <i>Tarioufetia</i> se distingue des <i>Jurusania</i> par son mode de ramification, ses laminations recouvrantes et sa microstructure (J. Bertrand-Sarfati, 1972).

10) Coupe 16 de I₆ et I₇ au Nord de la passe chamelière de Serize (fig. 36)

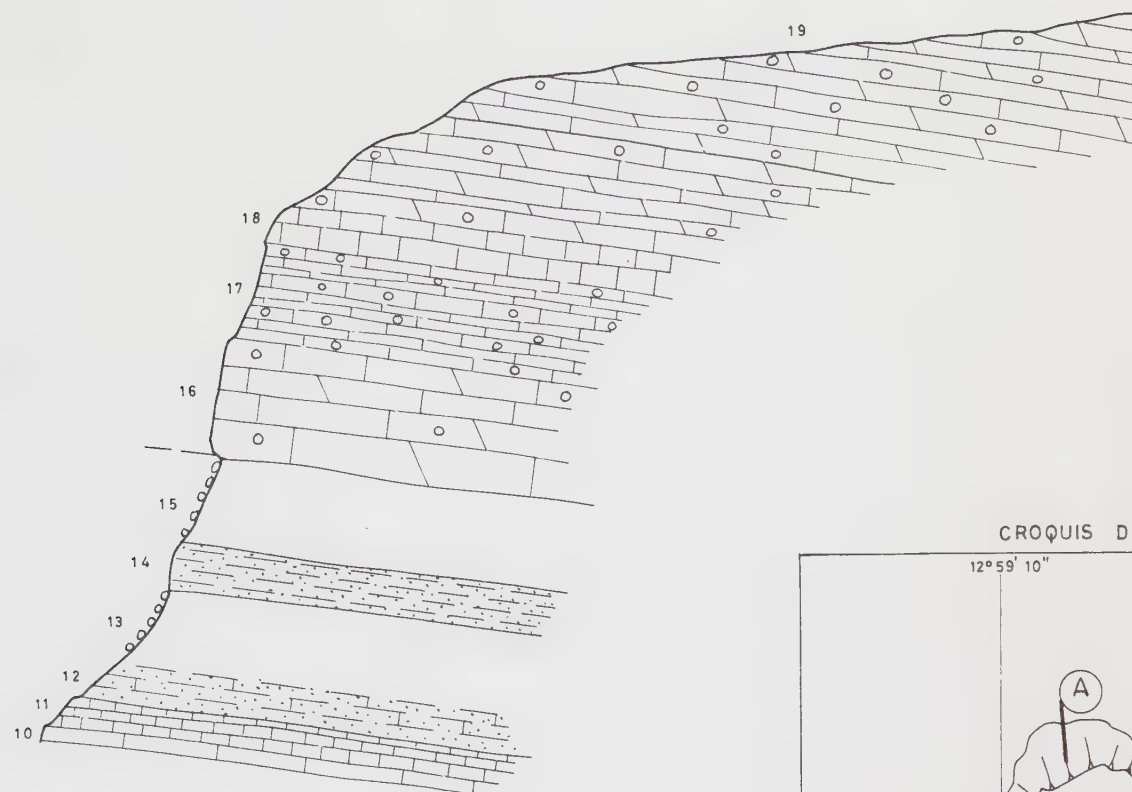
Cette coupe a été levée à 7 km à l'ESE d'Atar dans l'avancée de la falaise située immédiatement au Nord de la passe chamelière de Serize.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
24	5,0 et plus	série 2		éboulis.	TA 1515
23	0,25	série 2		grès grossier à quartz arrondis millimétriques et ciment ferrugineux avec des galets centimétriques de grès ferrugineux lie de vin.	
22	2,0	série 2		éboulis, avec un bloc de leptynite de plus de 0,5 m de diamètre, et de nombreux galets de quartz.	
21	8,0	I ₇	28	calcaire à débit rognoneux avec nombreux petits Stromatolites de type SH-V et plus rarement de type LLH-C.	TA 1514

20	8,0	I ₇	27	dolomie calcaire (CaO : 31,2 % ; MgO : 15,8 %) à stratification d'origine stromatolitique probable, brun clair, en bancs réguliers de 5 à 15 cm ; par sa couleur claire et son litage régulier elle constitue un niveau repère bien visible sur les photographies aériennes.	TA 1513 L.M.
19	42,5	I ₇	26	calcaire dolomitique à nombreux petits Stromatolites de type SH-V bleus, unis par un ciment ocre, avec quelques formes de type LLH-C ; en bancs irréguliers d'épaisseur variable - à 31 m (CaO : 49,15 % ; MgO : 3,8 %) - à 14 m (CaO : 45,9 % ; MgO : 4,95 %)	TA 1512 L.M. TA 1511
18	5,5	I ₇	26	couronnement de la falaise avec de haut en bas : - 1 m de calcaire brun bien lité en bancs décimétriques - 2 à 2,5 m de calcaire conglomératique et de calcaire brun à Stromatolites buissonnants, en colonnes, formant probablement de petits récifs - 1,75 à 2 m de calcaire (CaO : 52,9 % ; MgO : 0,2 %) vert et bleu, massif, avec de nombreux vermicelles blanchâtres de quelques centimètres de long et quelques millimètres de diamètre qui sont, au moins pour une partie d'entre eux, des sections de minces tubes probablement d'origine organique.	TA 1510 TA 507
17	13,0	I ₇	26	falaise très nette dans laquelle on peut distinguer de haut en bas : - 4 m de calcaire brun en couche ondulée d'épaisseur variable coiffant des récifs à Stromatolites en colonnes ramifiées et des niveaux de calcaires conglomératiques à Oncolites - 3 m de calcaire (CaO : 48,5 % ; MgO : 0,35 %) gris, vert, brun avec récifs de Stromatolites - 4 m de calcaire vert et brun finement stratifié avec de très beaux stylolites de grande taille qui paraissent surtout abondants sous les récifs - 2 m de calcaire brun à récifs de Stromatolites métriques, très nets, avec une structure en éventail.	TA 2971 L.M. TA 1509 TA 506
16	16,0	I ₇	26	calcaire magnésien (CaO : 50,7 % ; MgO : 1,7 %) bleu vert, à stylolites, joints de stratification ondulés, géodes de calcite, avec quelques rares Stromatolites de type SH-V et des vermicelles blanchâtres identiques à ceux du niveau 18 ; en bancs massifs atteignant 1 m d'épaisseur.	TA 1508 L.M.
	93,0	I ₇			
15	12,5	I ₆ ?	25	éboulis ; non vu.	
14	6,5	I ₆	25	shale vert, micacé, finement gréseux, légèrement calcaire, fissile, avec des bancs de grès-quartzite fin à mouches rouille de 1 à 2 mm d'oxydes et d'hydroxydes de fer, à nombreuses empreintes de courant (groove-marks, prod-marks) en bancs d'épaisseur variable, parfois en lentilles.	TA 1506 TA 1507
13	11,0	I ₆	25	éboulis masquant des formations tendres.	
12	5,0	I ₆	25	alternance de grès très fin à siltstone micacé, de calcaire à cassure verdâtre, à débit en plaquettes, de calcaire brun silteux micacé en petits bancs et de shale vert fissile.	TA 1504 TA 1505
11	4,0	I ₆	25	calcaire ocre et verdâtre à cassure fine et nette, en bancs massifs à la base, finement lité au sommet.	TA 1503

COUPES 16 DE I₆ ET DE LA BASE DE I₇ AU NORD
DE LA PASSE CHAMELIÈRE DE SERIZE

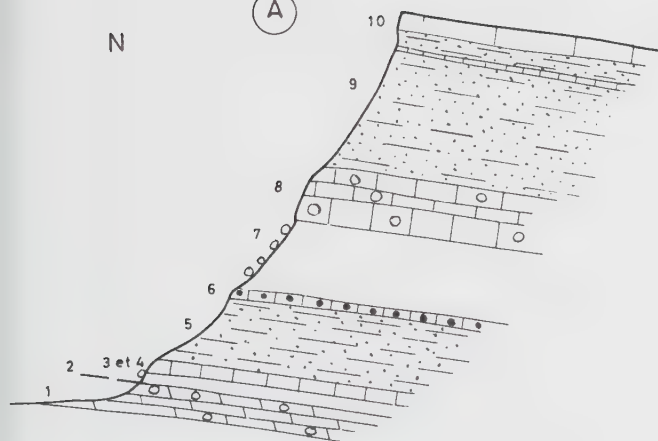
NNW



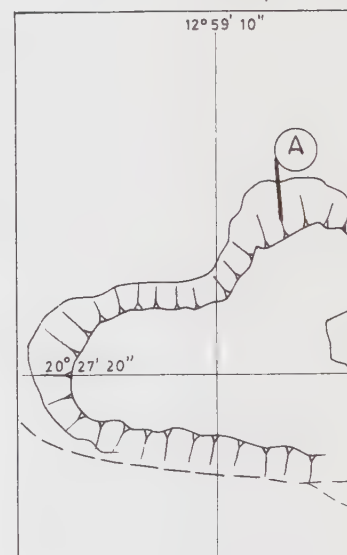
N

(A)

S



CROQUIS DE



Photographie aérienne I.G



10	2,0	I ₆	25	banc massif de calcaire bleu noir, brun à la base, à cassure cristalline avec rares passées spathiques et nombreux stylolites de grande taille, formant avec le niveau 11 une petite falaise.	TA 1502
9	20,0	I ₆	25	grès très fin micacé, légèrement calcaire, vert clair, avec nombreuses empreintes de courant, notamment des cannelures (groove-marks) et stratifications obliques ; à +17 m, 0,5 m de calcaire silteux conglomératique très voisin de TA 1499.	TA 1501
8	7,0	I ₆	24	calcaire bréchique (cf. TA 1499) et calcaire bleu vert ou brun, avec nombreux petits Stromatolites de type SH-V liés par un ciment calcaire bréchique, et plus rarement de type LLH-C ; très beaux récifs métriques de Stromatolites (formes en colonnes).	TA 1500 TA 2970 L.M.
7	10,0	I ₆	23 ?	éboulis ; non vu.	
6	1,0	I ₆	23	calcaire silteux, micacé, bréchique, avec de nombreuses galettes centimétriques de calcaire et calcaire silteux ocre disposées dans tous les sens et des figures à rapporter à des rides d'oscillation interférentes (J. Bazard 1966, photo. 112).	TA 1499 L.M.
5	9,5	I ₆	23	shale vert et bleu fissile, affleurant mal, avec intercalations de grès très fin ou siltstone, micacés, à débit en plaquettes.	TA 1498
4	0,5	I ₆	22	calcaire lité, vert bleu, à cassure bleue avec traînées brunes, filonnets et mouches de carbonates largement cristallisés et encroûtements ferrugineux ; forme une dalle bien visible dans la topographie.	TA 1497
3	1,0	I ₆	21	calcaire à cassure bleue cristalline, à encroûtements ferrugineux et à très nombreux joints de stratification ondulés, irréguliers, donnant à la roche un aspect de mylonite.	TA 1496
2	2,0	I ₆	21	éboulis ; non vu.	
	92,0	I ₆			
1	6,0 et plus	I ₅	20	dolomie bleue et brune à <i>Conophyton</i> .	

I₆ est ici nettement plus épais que dans la coupe 15 de l'Oued Tarioufet (92 m contre 76,5 m) ; les niveaux carbonatés paraissent plus calcaires qu'à Tarioufet. Le niveau à grands brachysynclinaux perchés (niveau 22 de l'échelle stratigraphique) n'a pas été retrouvé. I₇ forme un ensemble homogène constitué de 93 m (épaisseur partielle) de calcaires dolomitiques dominants et de calcaires à Stromatolites.

Dans cette coupe et dans deux coupes complémentaires situées quelques centaines de mètres à l'Est, J. Bertrand-Sarfati (à paraître) a identifié, de haut en bas, les Stromatolites suivants :

I7, 28	niv. 21	petits massifs de <i>Tungussia aff. nodosa</i> en colonnes rayonnantes.
I7, 26 en partie	niv. 19	massifs de <i>Tungussia nodosa</i> .
I7, 26 en partie	niv. 18	<i>Tungussia sp.</i> , <i>Vesicularites</i> et <i>Vermiculus</i> , ces derniers formant des vermicelles blanchâtres de quelques centimètres de long et de quelques millimètres de diamètre, contournés, parfois associés en pelote.
I7, 26 en partie	niv. 17	les 7 m supérieurs à très beaux récifs renferment des <i>Inseria sp.</i> alternant avec des bancs de calcaires lités à <i>Crenulata</i> . Les 6 m inférieurs renferment des <i>Inseria aff. djejimi</i> et des <i>Serizia radians nov. gr.</i> en colonnes très ramifiées.
I7, 26 en partie	niv. 16	<i>Vermiculus contortus</i> très voisins de ceux du niveau 18.

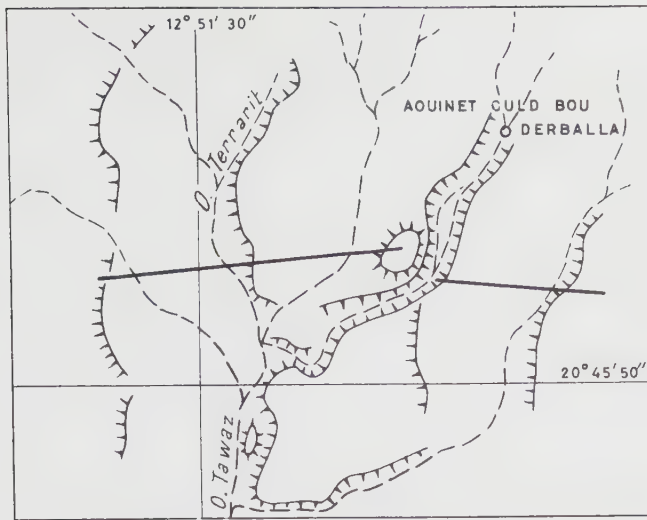
Vesicularites, *Vermiculus* (pl. photo. IV,C) et *Crenulata* sont des formes carbonatées de quelques dixièmes de millimètres rattachées aux Catagraphes qui se distinguent des Oncolites, ou Stromatolites libres, par l'absence de structure concentrique. Les *Vermiculus* ont été décrits pour la première fois par Y. Péronne (1965, p. 41) qui leur attribue une origine probablement organique.

11) Coupe 17 de I8 et I9 à Aouinet ould Bou Derballa (fig. 37)

Cette coupe, sensiblement W-E, est levée à la latitude du puits d'Aouinet ould Bou Derballa ; elle débute au niveau 20 de la coupe 16 de Serize.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
20	4,0 et plus	I10	36	calcaire silteux ou finement gréseux (CaO : 43,5 % ; MgO : 0,9 %) et siltstone calcaire (CaO : 16,1 % ; MgO : 0,7 %), micacé, brun ocre, à débit en plaquettes ou en grandes dalles, à ripple-marks.	TA 282 TA 1203 1204
19	3,0 env.	I9	35	calcaire dolomitique (CaO : 38,5 % ; MgO : 5,5 %), verdâtre, mauve, brun avec des Stromatolites en coupoles de plus d'un mètre de diamètre, ou allongés en sous-marins (pl. photo. VII A) ; c'est probablement le niveau à récifs en sous-marins ou en dos de tortue décrit par G. Rocci (1951) sur la feuille au 1/500.000 Tourine.	TA 281 TA 1202 L.M.
18	7,5	I9	34	shale mauve ou vert, micacé avec de petits bancs centimétriques de siltstone feldspathique glauconieux micacé à cassure blanchâtre.	TA 1201 L.M. TA 1200 R.X. TA 280
17	2,0	I9	34 ?	non vu.	
16	3,0 env.	I9	33	calcaire dolomitique en bancs ondulés à Stromatolites brun de type SH et LLH à la base (pl. photo. VII B) apparaissant en creux dans un ciment vert ou violine ; pas de récif stromatolitique net.	

CROQUIS DE POSITION

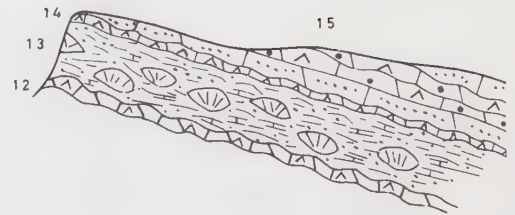


Photographie aérienne I. G. N. NF 28 VI n° 366 ↑

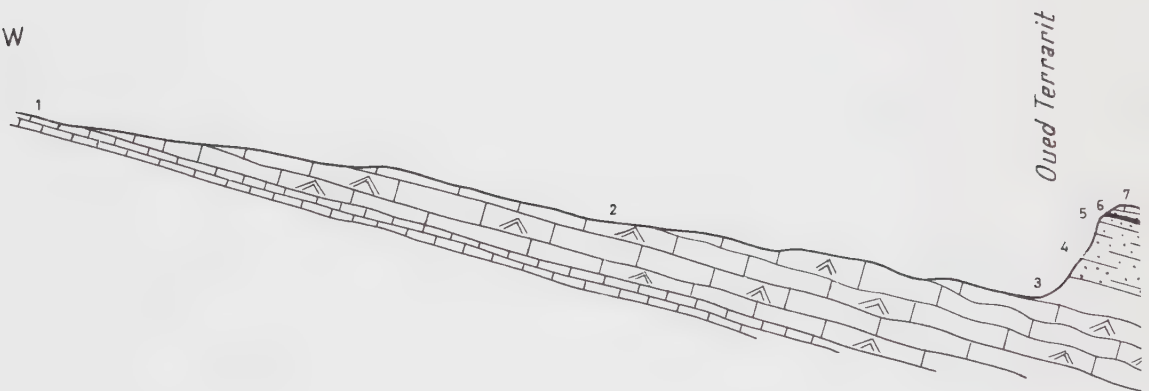
0 1 2 Km

COUPES 17 DE

W
Oued Ould Bou Derballa



W



15	8,0 env.	Ig	33	calcaire dolomitique (CaO : 44,3 % ; MgO : 3,9 %) silteux en grandes dalles, à patine brun noir, à cassure bleutée, légèrement micacé, et calcaire conglomératique encadrant un niveau de calcaire dolomitique à récifs de Stromatolites très voisins de ceux du niveau 14.	TA 1199 bis TA 278
14	1,0	Ig	33	calcaire dolomitique à récifs stromatolitiques métriques (pl. photo. VI B) avec à la base des niveaux conglomératiques.	
13	6,5	Ig	33	récifs de Stromatolites en miches de pain, en brioches, en sous-marins, métriques orientés N 05°, 07°, 10° emballés dans des calcaires argileux et silteux, verdâtres, et dans des shales verts, fissiles (pl. photo. VI A et B) ; une coupe détaillée de ces récifs montre généralement, à la base des faciès conglomératiques, puis des Stromatolites à laminations plates qui passent, vers le haut, à des formes LLH et SH.	TA 1199
12	2,5	Ig	33	calcaire dolomitique (CaO : 42,5 % ; MgO : 2,8 %) micro-conglomératique bleu et brun à Stromatolites de type SH-V de petite taille (1 cm de diamètre et 30 cm de longueur) avec rares individus atteignant 0,5 m de diamètre, et de type LLH-C qui au sommet forment des dos de tortue et des dômes.	TA 1198 L.M.
11	4,0	Ig	32	calcaire (CaO : 49,55 % ; MgO : 0,6 %) et calcaire silteux conglomératique à nombreuses galettes centimétriques de calcaire ocre liées par un ciment calcaire fin bleu ; en minces bancs séparés par de fines passées de shale finement gréseux.	TA 1197 L.M.
	38,5	Ig			
10	6,5	Ig	31	siltstone calcaire (CaO : 19,05 % ; MgO : 1,2 %) à glauconie, micacé, à patine brune, à débit en grandes dalles avec ripple-marks et figures à rapprocher des rides d'oscillation interférentes.	TA 1196 L.M.
9	1,0	Ig	30	calcaire silteux (CaO : 35,5 % ; MgO : tr.) à glauconie, conglomératique, lenticulaire, bleu vert, à Stromatolites de type LLH-C à la base passant au type SH-V au sommet.	TA 1195 L.M.
8	17,5	Ig	29	shale vert, micacé, finement gréseux, légèrement calcaire, à glauconie, avec intercalation de siltstone et grès très fin en bancs plus durs avec nombreuses empreintes linéaires de courant, et de calcaire spathique à cassure gris bleuté, en lentilles.	TA 1194
7	0,1	Ig	29	calcaire dolomitique (CaO : 49,5 % ; MgO : 2,7 %) brun, mauve, vert, conglomératique à galettes décimétriques de shale finement gréseux, vert, micacé, légèrement calcaire, à croûte brune friable (croûte de décalcification) ; forme un banc discontinu.	TA 277 TA 1193
6	1,0	Ig	29	shale finement gréseux, micacé, à glauconie.	
5	0,3	Ig	29	siltstone micacé dur, à patine brune, avec très belles empreintes linéaires de courant.	
4	10,0	Ig	29	shale finement gréseux, micacé, à glauconie, avec quelques bancs de siltstone et grès très fin, légèrement calcaires, glauconieux et avec des lentilles de calcaire (CaO : 30,5 % ; MgO : tr.) silteux, parfois conglomératique, brun, à galettes centimétriques de shale gréseux glauconieux ; sédimentation irrégulière, stratifications obliques, biseautage de bancs.	TA 1191 TA 1192 L.M. TA 1192 bis L.M.

3	3,5	I ₈	29 ?	non vu ; alluvions de l'Oued Terrarit.	
	39,9	I ₈			
2	13,0	I ₇	28	calcaire (CaO : 52,1 % ; MgO : 0,8 %) à Stromatolites de type LLH-C qui passent au type SH-V, bleus, liés par un ciment brun et ayant l'aspect d'une croûte de pain ; au sommet Stromatolites métriques en dômes.	TA 1190 bis L.M. TA 1190
1	2,0	I ₇	27	calcaire brun et bleu recoupé par de nombreux filonets de calcite et calcaire ou calcaire dolomitique brun, à cassure brune ou rosée fine, très voisin des faciès du niveau 20 de la coupe 16 de Serize ; en bancs réguliers de 5 à 30 cm d'épaisseur.	TA 1190 ter

- Cette coupe nous permet de subdiviser le C₈ de Th. Monod (1952) en trois parties :
- le C₈ inférieur ou calcaires, calcaires magnésiens et calcaires dolomitiques de Tawaz (s.s.) ou I₇, qui affleure sur 15 m au mur de la coupe ; la base de cet ensemble carbonaté massif a été décrite dans la coupe 16 de Serize ; son épaisseur totale, déduite des coupes 16 et 17, est de 98 m
 - le C₈ moyen ou siltstones et shales glauconieux de l'Oued Terrarit ou I₈, épais de 40 m
 - le C₈ supérieur ou calcaires et calcaires dolomitiques d'Aouinet ould Bou Derballa ou I₉, épais de 39 m, qui se termine par un équivalent probable du niveau à récifs en bulbes d'oignons, en dos de tortue et en sous-marins de G. Rocci (1951).

Dans cette coupe, J. Bertrand-Sarfati (à paraître) décrit, de haut en bas, les associations de Stromatolites suivantes :

I ₉ , 35	niv. 19	<i>Jurusania</i> sp.
I ₉ , 33 en partie	niv. 15 et 16	au sommet des biohermes à <i>Jurusania</i> aff. <i>nisvensis</i> parfois coiffés de couches ondulées à <i>Jurusania lissa</i> ; à la base des biohermes à <i>Jurusania</i> aff. <i>derbalensis</i> .
I ₉ , 33 en partie	niv. 12, 13 et 14	lentilles à <i>Jurusania lissa</i> coiffant de très beaux et très gros biohermes à <i>Jurusania derbalensis</i> (J. Bertrand-Sarfati, 1972).
I ₈ , 30	niv. 9	<i>Jurusania</i> sp.

12) Coupe 18 de I₁₀ et I₁₁ à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa (fig. 38)

Cette coupe débute à 500 m au Nord de la coupe 17 d'Aouinet ould Bou Derballa (fig. 37) ; le niveau 1 correspond au niveau 19 de la coupe précédente.

Coupes 18 de I₁₀, I₁₁ et de la base de I₁₂
à l'est d'Aouinet Ould Bou Derballa

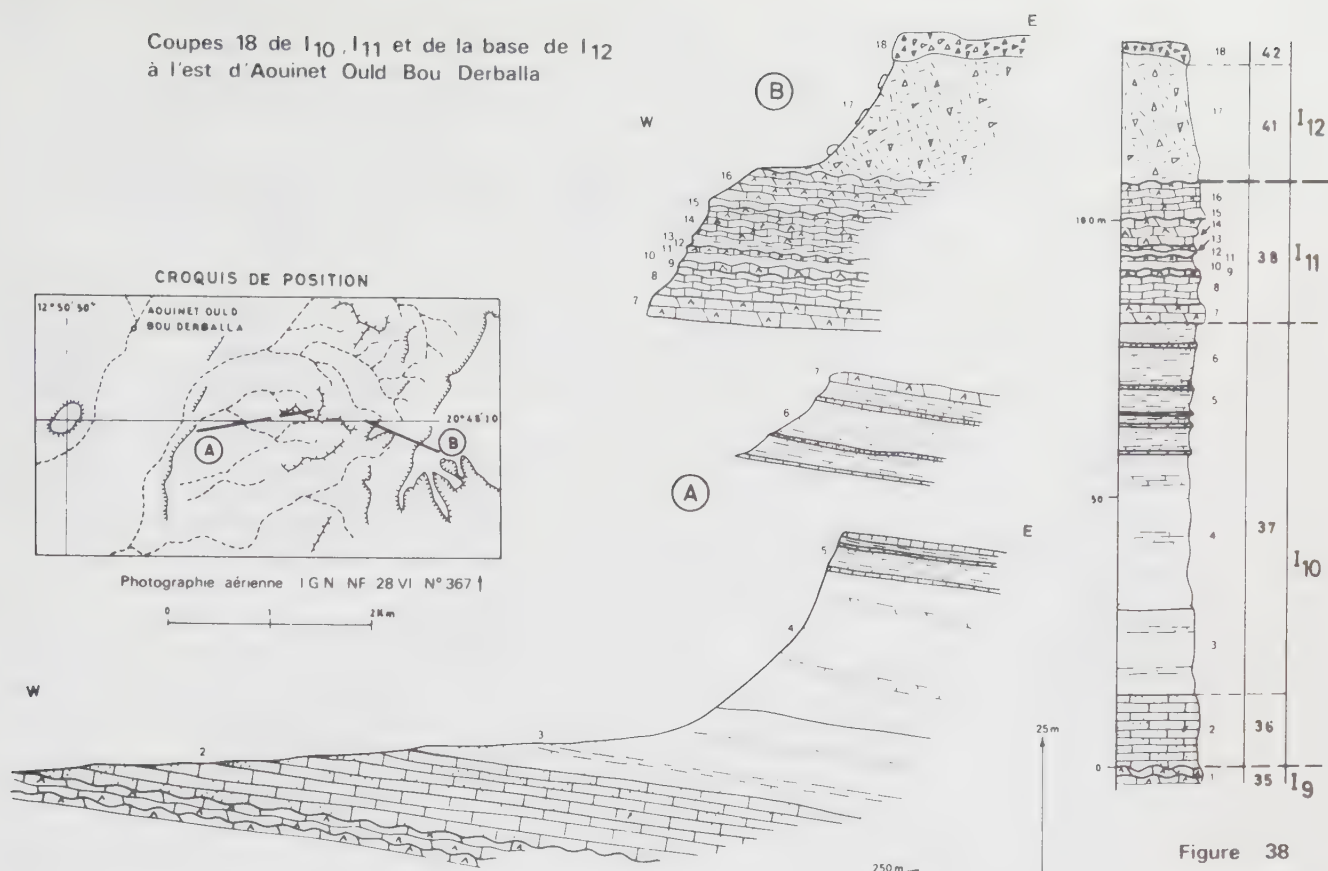


Figure 38

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
18	5,0 env.	I ₁₂	42	brèche de sillexite à ciment silteux blanc ou rosé, à éléments anguleux, plus rarement arrondis, de sillexite et de grès-quartzite de 1 à 25 cm de diamètre ; altération importante.	TA 1664 L.M. TA 3000
17	20,0 env.	I ₁₂	41	argile ocre et rougeâtre, en partie kaolinique, emballant de rares blocs de sillexite et de brèche de sillexite ; il n'est pas possible de déterminer si ces blocs sont en place ou éboulés du niveau 18.	TA 1663 R.X TA 2999
	25,0	I ₁₂			
16	5,5	I ₁₁	38	calcaire dolomitique (CaO : 47,3 % ; MgO : 4,6 %), calcaire magnésien (CaO : 51,65 % ; MgO : 1,8 %), et dolomie calcaire, en bancs massifs, à Stromatolites liés ou libres de 5 à 10 cm de diamètre et quelques Stromatolites en dômes métriques, alternant avec des bancs moins épais sans Stromatolite.	TA 286 TA 1662 bis
15	1,0	I ₁₁	38	calcaire dolomitique brun massif, localement conglomératique, sans Stromatolite.	
14	5,5	I ₁₁	38	alternance de calcaire massif avec quelques bancs à Stromatolites et de calcaire tendre en plaquettes ; au sommet Stromatolites liés en dômes métriques.	
13	1,0	I ₁₁	38	banc de calcaire massif constitué par une alternance de lits bruns et bleus ; équivalent du niveau 5 de la coupe 2A de Bthaat Ifernane (fig. 12).	
12	0,8	I ₁₁	38	éboulis ; non vu.	

11	1,2	I ₁₁	38	calcaire bleu et brun à Stromatolites de 2 à 10 cm de diamètre, liés et libres, et rares Stromatolites liés en dômes métriques.	
10	2,0	I ₁₁	38	éboulis ; non vu.	
9	1,0	I ₁₁	38	calcaire bleu et brun à Stromatolites de 5 à 10 cm de diamètre, liés passant à des formes libres ; rares Stromatolites de type LLH-C formant des dômes métriques.	
8	5,0	I ₁₁	38	calcaire et calcaire magnésien (CaO : 38,65 % ; MgO : 1,2 %) bleu ou ocre, en petits bancs tendres, partiellement masqués par les éboulis des niveaux supérieurs.	TA 1661 L.M.
7	4,0	I ₁₁	38	calcaire et calcaire dolomitique (CaO : 46,2 % ; MgO : 3,8 %) bleus à lits bruns discontinus, en bancs de 0,5 à 1 m, à rares Stromatolites de type SH-V de forme cylindrique de 20 à 40 cm de diamètre ; quelques passées microconglomératiques.	TA 1660 L.M.
	27,0	I ₁₁			
6	16,5	I ₁₀	37	siltstone feldspathique à glauconie, à cassure ocre, à débit en plaquettes, avec nombreuses empreintes de courant ; à +12,5 m, 0,3 m de calcaire bleuté, silteux, feldspathique, conglomératique avec galettes centimétriques brunes de siltstone calcaire ; à +4,5 m, 0,5 m de calcaire silteux bleu et brun avec auréole de décalcification brun, rouge, friable, poreuse et fines passées microconglomératiques.	TA 1657 L.M. TA 1659 L.M. TA 1658
5	7,0	I ₁₀	37	grès très fin à siltstone, micacé, parfois légèrement calcaire, à glauconie avec intercalations de calcaire micacé parfois conglomératique (galettes centimétriques de siltstone vert).	TA 1207 L.M. TA 1207 bis TA 1208 L.M.
4	28,0	I ₁₀	37	grès très fin à siltstone micacé, parfois légèrement calcaire, à nombreuses empreintes de courant, et shale vert micacé fissile à glauconie, affleurant mal.	
3	16,0	I ₁₀	37	alternance de grès très fin, micacé, légèrement calcaire, en grandes dalles et de shale vert et mauve micacé, fissile, à lits de glauconie.	TA 1205 TA 1206
2	17,0	I ₁₀	36	calcaire silteux (CaO : 43,5 % ; MgO : 0,9 %) feldspathique micacé avec parfois une auréole de décalcification brune, friable et siltstone calcaire (CaO : 16,1 % ; MgO : 0,7 %) feldspathique ; débit en grandes dalles et intercalations conglomératiques.	TA 1204 TA 1203 L.M.
	85,5	I ₁₀			
1	2,0 et plus	I ₉	35	calcaire et calcaire dolomitique bleu, mauve, verdâtre avec Stromatolites de type LLH-C en forme de bulbes d'oignon, de sous-marins, de dos de tortue ; équivalent du 19 de la coupe 17 d'Aouinet ould Bou Derballa.	

I₁₀, constitué de sédiments détritiques fins glauconieux à rares passées calcaires, est épais de 85 m ; il ressemble beaucoup à certains faciès de la partie supérieure de I₆. I₁₁ peu épais, 27 m, est constitué de calcaires et plus rarement de calcaires dolomitiques à Stromatolites. I₁₂ marque la base du groupe de Tifounke ; il débute par des argiles ocre et rouges, en par-

tie kaoliniques.

13) Coupe 19 schématique de I₁₀ et I₁₁ à l'extrémité sud-ouest du Guelb Nouatil (fig. 39)

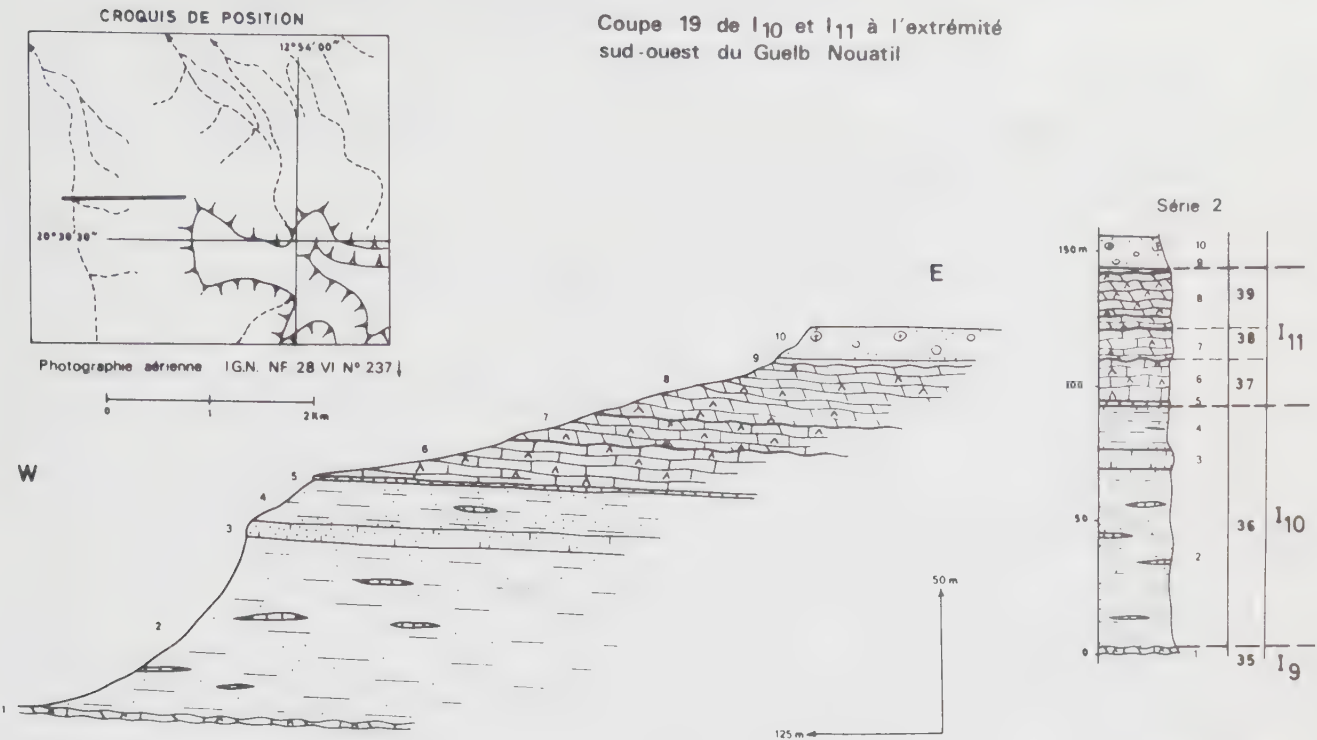


Figure 39

Ni-veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
10	12,0	Série 2		tillite à matrice argilo-calcaro-gréseuse avec quartz ronds-mats millimétriques et lits carbonatés soulignant la stratification, à rares blocs décimétriques de socle et de grès fin ; à la base 0,5 m de grès fin argilo-calcaire vert à quartz millimétriques ronds-mats, à débit rognoneux.	TA 2982
9	2,0	Série 2		éboulis ; non vu.	
8	16,0	I ₁₁	39	dolomie et dolomie calcaire, brunes, à géodes de calcite blanche, à passées microconglomératiques et à Stromatolites métriques en dômes, en sous-marins allongés N 70°, 60°, 65°, 60°, 70° ; le toit de ce niveau est très irrégulier.	
7	16,5	I ₁₁	39	calcaire et calcaire dolomitique bruns, bien lités avec quelques bancs microconglomératiques ; on y rencontre des bancs de plusieurs mètres dépourvus de Stromatolites des niveaux à dômes et sous-marins métriques, à Stromatolites liés ou libres de 2 à 15 cm de diamètre (Stromatolites complexes), orientés N 45°, 50°, 50°, 35°, 25°.	

6	16,0	I ₁₁	38	calcaire bleu et brun avec Stromatolites liés et libres de 2 à 15 cm de diamètre et Stromatolites métriques en dômes ou sous-marins allongés N 40°, 35°, 50°, 35°, 40°, 50° ; un sous-marin montre associés des Stromatolites centimétriques de type SH-V passant à des types LLH-C et des Stromatolites décimétriques de type SH-V de forme cylindrique ; le sous-marin est lui-même un Stromatolite de type LLH-C.
5	2,5	I ₁₁	38	calcaire brun et bleu avec passées microconglomératiques formant une petite falaise.
	51,0	I ₁₁		
4	16,0	I ₁₀	37	grès très fin à siltstone, micacé, parfois glauconieux, à niveaux carbonatés lenticulaires.
3	7,0	I ₁₀	37	grès très fin et siltstone, micacés, carbonatés, en bancs d'épaisseur variable ou en lentilles aplaties, avec de nombreuses empreintes linéaires de courant : - bounce-marks orientés N 40°, 90°, 0°, 50°, 47°, 10°, 25°, 35°, 25°, 65°, 50°, 62°, 57°, 80°, 52°, 70°, 40°, 35°, 15°, 52° - groove-marks décimétriques orientés N 35°, 70°, 50°, 12° - striation-mark décimétrique orienté N 40°, qui semble indiquer un courant allant du NE vers le SW.
2	67,0	I ₁₀	37	grès très fin et siltstone, micacés, à passées glauconieuses et à lentilles de carbonate silteux conglomératique brun ; affleurent mal sous les éboulis.
	86,0	I ₁₀		
1	2,0 env.	I ₉	35	calcaire et calcaire dolomitique à Stromatolites métriques en bulbes d'oignon, en dômes, en sous-marins orientés N 20°, 20°, 30°, 25°, 10°, 20°, 20°, 25°, 25°, 25°, 20°, 27°, 27°, 15°, 25°, 20°.

I₁₀, épais de 90 m, est assez semblable, tant au point de vue faciès que puissance, à celui décrit dans la coupe 18 levée à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa ; toutefois le faciès de calcaire silteux (niveau 36) ne s'individualise pas. I₁₁ est tronqué par la tillite de la base de la série 2 ; il constitue un ensemble carbonaté homogène avec de très beaux niveaux à Stromatolites.

14) Log synthétique de I₁₁ au Guelb Nouatil d'après les coupes 3A et 3B de la figure 13

	Niveau		Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch.; études
	3A	3B					
12		9	0,4	I ₁₁	40	calcaire dolomitique gris brun à nombreux lits centimétriques de silexite noire ; pas de Stromatolites.	
11		8	0,4	I ₁₁	40	éboulis ; non vu.	

10		7	0,9	I ₁₁	40	dolomie brune massive, lapiézée, à rognons et lits discontinus de silexite et à Stromatolites libres et liés de 2 à 40 cm de diamètre ; au toit quelques Stromatolites de type LLH-C formant des dômes métriques.	TA 2990 L.M.
9		6	1,9	I ₁₁	40	dolomie brune en plaquettes ; parfois légèrement silteuse.	
8		5	1,0	I ₁₁	40	dolomie brune, massive, lapiézée, à accidents siliceux en rognons ou en galettes aplaties et à Stromatolites de type LLH-C plus rarement SH-V de 1 à 3 cm de diamètre.	
7		4	1,1	I ₁₁	40	dolomie en bancs de 5 à 10 cm ; pas de Stromatolite ni de silexite.	
6		3	1,5	I ₁₁	40	dolomie brune à minces niveaux de silexite, à Stromatolites de type LLH-C de 2 à 10 cm de diamètre passant à des formes de type SH-V.	
5		2	1,0	I ₁₁	40	éboulis ; non vu.	
4	4	1	29,0	I ₁₁	39	dolomie avec quelques niveaux de dolomie calcaire (CaO : 30,52 % ; MgO : 19,2 % et CaO : 31,08 % ; MgO : 13,8 %), en bancs de 0,5 à 1 m, très lapiézée, à Stromatolites de types SH-V et LLH-C, ces derniers formant souvent des dômes métriques ; quelques stratifications obliques décimétriques.	
3	3		28,0	I ₁₁	39	dolomie et dolomie calcaire finement litées ou en bancs massifs lapiézés, riches en Stromatolites de type SH-V et LLH-C, ces derniers constituant des dômes et sous-marins métriques.	
2	2		20,0 env.	I ₁₁	38	calcaire bleu et brun à géodes de calcite blanche, en bancs de 10 à 30 cm avec Stromatolites de type SH-V et LLH-C ; nombreuses passées microconglomératiques.	
1	1		3,0 env.	I ₁₁	38	calcaire bleu et brun à stratification irrégulière ; les zones bleutées, plus dures, sont en saillie.	
			88,2	I ₁₁			
0			5,0 et plus	I ₁₀	37	grès très fin et siltstone micacés, à nombreuses empreintes de courant (bounce-marks et groove-marks) ; quelques intercalations de grès très fin carbonaté.	

C'est au Guelb Nouatil que I₁₁ atteint son épaisseur maximale (88 m). Les niveaux 2 et 3 de Nouatil correspondent approximativement au I₁₁ des coupes 2 de Bthaat Ifernane (niveaux 2 à 8) et 18 à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa (niveaux 7 à 16). Les intercalations de silexite n'apparaissent que dans les 8 derniers mètres. A Nouatil, *par son épaisseur et sa lithologie, I₁₁ est, avec I₇, l'horizon carbonaté le plus homogène de la série 1.*

Il est difficile de situer dans ce log schématique les observations précises de J. Bertrand-Sarfati (à paraître). Nous tenterons de les replacer à la fois dans le log de Nouatil et dans la coupe 18 faite à l'Ouest d'Aouinet ould Bou Derballa où la base de I₁₁ a été détaillée.

Log de Nouatil	Coupe 18	
I ₁₁ , 40		au sommet <i>Tifounkeia</i> sp. nov. gr. et à la base, formant des demi-sphères rayonnantes, <i>Nouatila frutectosa</i> nov. gr.
I ₁₁ , 39 sommet		buissons de <i>Nouatila frutectosa</i> .
I ₁₁ , 39 en partie	niv. 16	<i>Gymnosolen directus</i> .
I ₁₁ , 39 en partie	niv. 14	biohermes à <i>Jurusania</i> sp.
I ₁₁ , 38 en partie	niv. 7	biohermes à <i>Jurusania</i> aff. <i>derbalensis</i> avec, au toit, des biostromes à <i>Jurusania alta</i> .

15) Récapitulation des descriptions des coupes du groupe d'Atar.

Ces coupes nous permettent d'établir la série stratigraphique du groupe d'Atar sur la bordure occidentale de l'Adrar ; neuf termes y ont été distingués.

Bien que s'appuyant sur un nombre restreint de coupes (1 ou 2 par terme), cette série stratigraphique peut être, en première approximation, considérée comme représentative de la série 1, sur ses 80 km d'affleurements de la bordure occidentale de l'Adrar.

a) Les grès-quartzites de Foum Chor I₃ (épaisseur 105 m à Hamdoun)

Ils sont constitués de grès-quartzites fins à moyens à stratifications obliques, parfois feldspathiques, avec niveaux conglomératiques à galets éolisés (niveaux 8 et 9 de la série stratigraphique) couronnés par des grès-quartzites grossiers à très grossiers qui constituent un niveau repère (niveau 10) qui se suit d'Hamdoun au Sud, jusqu'aux dunes de l'Oum Arrouaba au Nord.

b) Les shales, siltstones et dolomies calcaires de Ksar Torchane I₄ (65 m à Tezegraz, Ksar Torchane)

Au Sud de Ksar Torchane, un niveau de dolomie calcaire, à stratification fine ondulante probablement d'origine stromatolitique, sépare cet ensemble en deux parties. A la base, 40 m où dominent les siltstones, au sommet, 20 m, 7 m seulement dans les sondages d'Atar, essentiellement formés de shales. On trouve, au toit des dolomies et dans les shales de la partie supérieure, deux niveaux de "cuirasse ferrugineuse de nappe" pénéconcordants d'âge probablement quaternaire.

c) Les dolomies, dolomies calcaires, calcaires dolomitiques à *Conophyton branchus* (Jacutophyton) et à intercalations de shale d'Atar I₅ (110 m à Lekhleïgate).

La campagne de sondages pour l'alimentation en eau d'Atar nous a montré l'importance des intercalations de shales massifs, durs, noirs, pyriteux en sondage, alors que ceux-ci sont tendres, bariolés, fissiles à l'affleurement ; ils constituent 1/3 de I₅. Les niveaux carbonatés sont riches en *Conophyton* et en Stromatolites de type SH-V et plus rarement LLH-C ; on y rencontre quelques géodes avec cristaux de calcite, de dolomite et de quartz automorphes.

- d) Les grès-quartzites très fins, siltstones, shales, dolomies calcaires, calcaires dolomitiques et calcaires de l'Oued Tarioufet I₆ (77 m dans l'Oued Tarioufet et 92 m dans la coupe 16 au Nord de la passe de Serize).

Dans la coupe de l'Oued Tarioufet, I₆ est constitué à la base par une alternance de couches détritiques fines et de couches carbonatées à Stromatolites de type SH-V souvent cimentés par un calcaire dolomitique bréchique, et plus rarement de type LLH-C. Le niveau 5 de cette coupe montre des synclinaux perchés hectométriques et le niveau 9 des Stromatolites métriques en dômes et sous-marins. Au sommet, la sédimentation est franchement détritique avec des grès-quartzites très fins, des siltstones à glauconie et des shales.

- e) Les calcaires, calcaires magnésiens et calcaires dolomitiques de Tawaz (s.s.) I₇ (93 m dans les coupes 16 et 17).

La coupe d'Aouinet ould Bou Derballa nous a permis de subdiviser les calcaires de Tawaz, C₈ de Th. Monod (1952), en trois ensembles, I₇, I₈ et I₉. I₇ est, avec I₁₁, l'ensemble carbonaté le plus important de la série 1 ; il constitue le plateau en pente douce qui sépare les oueds Tarioufet et Tawaz au Nord de leur confluence. Les Stromatolites, le plus souvent de type SH-V, sont très abondants.

- f) Les siltstones et shales glauconieux de l'Oued Terrarit I₈ (40 m dans la coupe 17 d'Aouinet ould Bou Derballa).

Cette série détritique fine, riche en niveaux glauconieux, caractérisée par de nombreuses empreintes de courant, une stratification irrégulière avec biseautage de couches et lentilles, présente un faciès voisin de celui de I₆ supérieur (niveau 25 de l'échelle stratigraphique). A 7 m du sommet, affleure un banc de 1 m d'épaisseur de calcaire silteux conglomératique à Stromatolites. Au Sud d'Aouinet ould Bou Derballa, I₈ affleure très mal, car il est partiellement recouvert par les alluvions récentes et les terrasses anciennes de l'Oued Tawaz et de ses affluents de rive gauche.

- g) Les calcaires et calcaires dolomitiques d'Aouinet ould Bou Derballa I₉ (39 m dans la coupe 17 d'Aouinet ould Bou Derballa).

Ils peuvent se caractériser par l'abondance des Stromatolites de type LLH-C métriques qui forment des biohermes en dômes et sous-marins (niveaux 12, 13, 14, 15 et 19 de la coupe 17 d'Aouinet ould Bou Derballa). Le toit de I₉ (niveau 35 de l'échelle stratigraphique) montre des Stromatolites en dos de tortue, en sous-marins et en bulbes d'oignon ; il correspond probablement au niveau à récifs de Stromatolites décrit par G. Rocci (1951) plus au Nord sur la feuille Tourine.

- h) Les grès très fins, siltstones, shales et calcaires silteux d'Aouleïgate I₁₀ (86 m dans la coupe 18 à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa).

L'Oglat d'Aouleïgate, creusé au mur de I₁₀, est situé à 7 km au NNE du puits d'Aouinet ould Bou Derballa. I₁₀ y débute par des calcaires silteux et des siltstones calcaires en grandes dalles, à ripple-marks de grande taille. Il se termine par une épaisse série de grès très fins, de siltstones, de shales souvent glauconieux, avec de fines intercalations de calcaires conglomératiques qui évoquent I_{8,30} et 31 et I_{6,23}.

i) Les dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires de Touderguilt I₁₁
(88 m dans le log synthétique du Guelb Nouatil).

C'est un ensemble massif, homogène, de roches carbonatées à Stromatolites de type SH-V et LLH-C de toutes tailles ; certains niveaux montrent des Stromatolites en dômes et en sous-marins très voisins de ceux décrits au toit de Ig. I₁₁ constitue, sur la bordure occidentale de l'Adrar, le sommet du groupe d'Atar ; il supporte en discordance de ravinement le groupe de Tifounke, ce qui rend compte de ses grandes variations de puissance (27 m à la latitude d'Aouinet ould Bou Derballa, 88 m au Guelb Nouatil). A Bthaat Ifernane, le toit de I₁₁ est enduit de concrétions d'oxydes, d'hydroxydes et de carbonates de fer.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Nous étudierons successivement les roches détritiques, les roches carbonatées et les roches siliceuses, sans tenir compte des subdivisions stratigraphiques, de nombreux faciès identiques ou peu différents (calcaires à Stromatolites, shales et siltstones à glauconie par exemple) se retrouvant au sein des neuf termes lithostratigraphiques individualisés.

A - LES ROCHES DETRITIQUES

Nous décrirons tout d'abord les grès-quartzites de Foun Chor I₃ qui forment le seul ensemble gréseux important du groupe d'Atar ; nous terminerons par l'étude des niveaux de grès, siltstones et shales de I₄, I₅, I₆, I₈, I₉ et I₁₀.

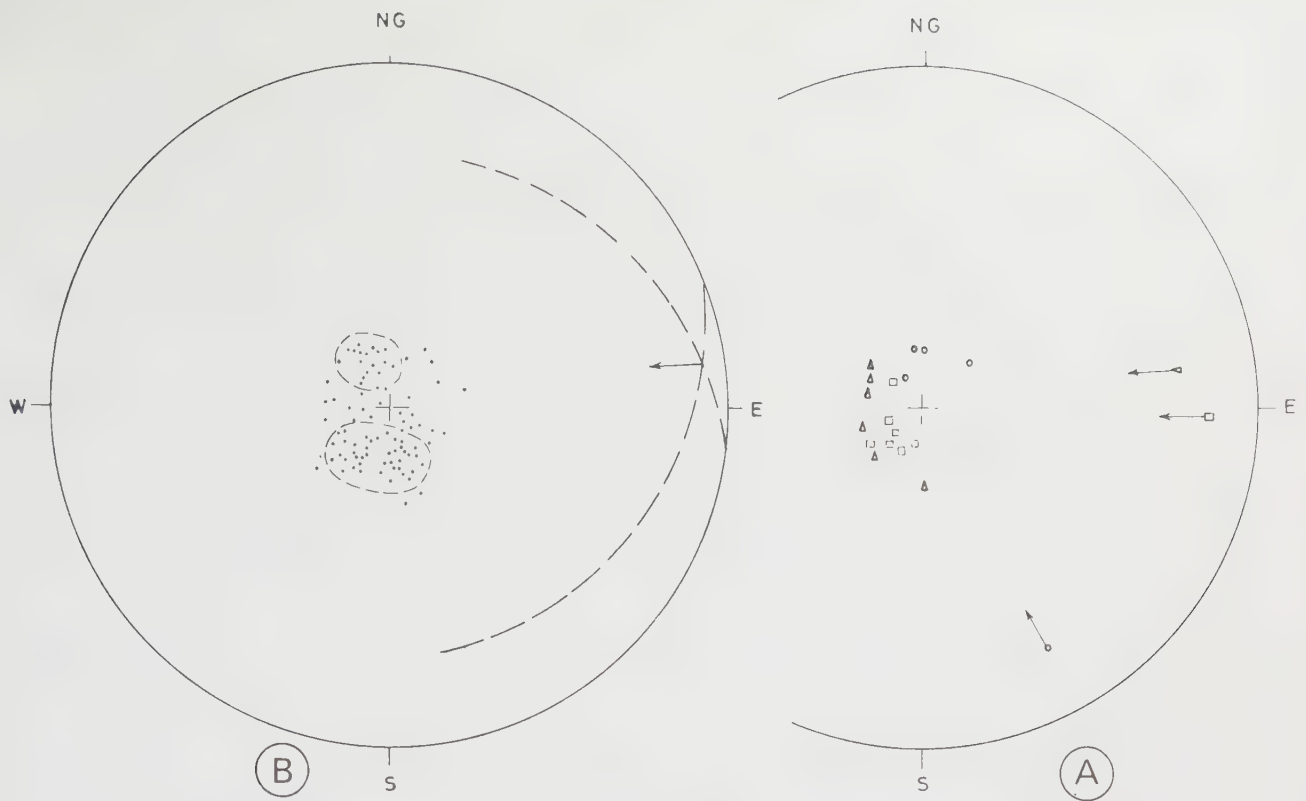
1) Les grès-quartzites de Foun Chor I₃

Description macroscopique

Le tassili de I₃, moins massif que celui de I₁, se suit de l'Oued Aguinjob au Sud aux dunes de l'Oum Arrouaba au Nord. De Graïnet Hamdoun à Timzàk, il forme, entre les Queds Taradent-Tayaret et Seguelil, un plateau clair, diaclasé, aisément identifiable sur photographies aériennes ; aux abords de la palmeraie de Taïzent, il est découpé en masses ruiniformes par les affluents de rive droite de l'Oued Seguelil.

Les grès-quartzites feldspathiques fins à moyens, qui passent localement à des grès, constituent le faciès le plus commun. A sa partie supérieure, affleurent des grès-quartzites feldspathiques conglomératiques qui constituent un bon niveau repère. La base, notamment dans la région d'Hamdoun, est riche en passées conglomératiques à galets centimétriques de quartz et quartzite de forme arrondie ou polyédrique ; certains présentent des caractères éoliens (M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy, 1961, fig. 4 et pl. I). L'échantillon TA 1414 (niveau 2 de la coupe 12 d'Hamdoun) montre de nombreux galets de quartz éolisés de 3 à 8 cm de longueur. Leur forme est souvent pyramidale pointue. On distingue nettement une surface inférieure plane, voire concave, cupulée, sale, à usure grossière et une partie supérieure éolisée où des arêtes (généralement deux plus rarement trois ou quatre) légèrement sinueuses et émoussées délimitent des faces en gros triangulaires, claires, lisses, douces au toucher. Le raccord entre la base concave fruste et la pyramide supérieure est arrondi, émoussé, la surface éolisée mordant souvent sur la base en constituant une auréole claire.

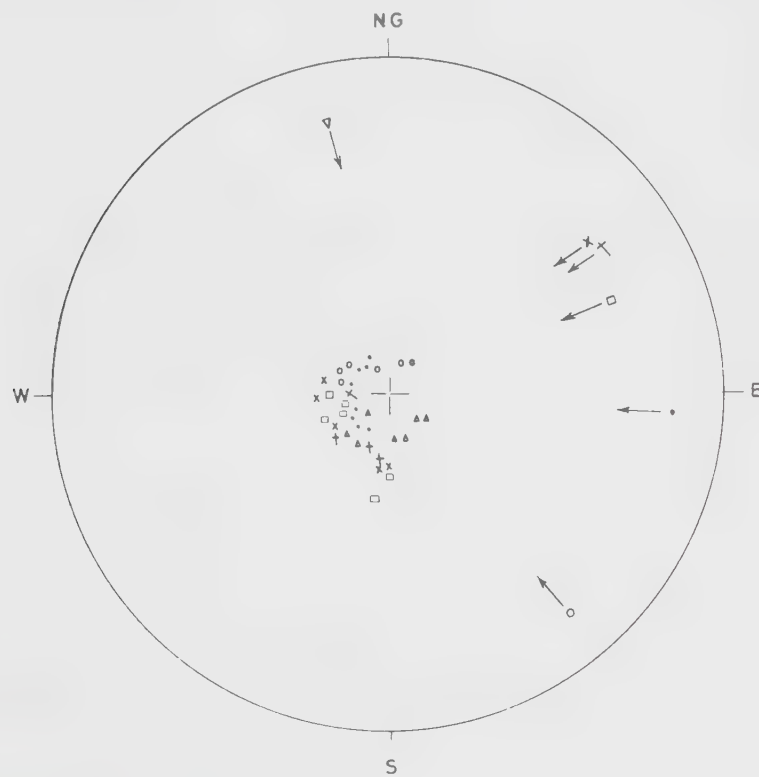
On rencontre dans ces grès de nombreuses stratifications obliques, quelques ripple-marks



I₃ COUPE 12 A HAMDOUM(fig:30):ETUDE DES STRATIFICATIONS OBLIQUES
DANS LES NIVEAUX 7,8,9 DE L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE LOCALE

- Ⓐ 90 mesures de stratifications obliques sur des falaises d'orientation variée
- Ⓑ Relevé de 3 chenaux ou gouttières métriques

Figure 40



I₃, COUPE 9 A TIMZAK(fig20):ETUDE DES STRATIFICATIONS OBLIQUES
DANS LE NIVEAU 20 DE L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE LOCALE

Relevé de 6 chenaux ou gouttières métriques

Figure 41

et des empreintes de galets mous. Dans la totalité de la coupe 12, à Hamdoun (fig. 30), et dans la coupe 9 à Timzak (fig. 20), les stratifications obliques très nombreuses forment des faisceaux, ou chenaux, ou gouttières, *à surface d'érosion très légèrement incurvée*, longs de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, larges de 2 à 6 m et épais de 0,25 à 0,75 m. Il est difficile de pouvoir observer la fermeture amont d'un faisceau ; généralement, seuls un flanc et l'amorce de fermeture sont visibles.

Dans la coupe 12, à Hamdoun, 90 stratifications obliques ont été systématiquement mesurées sur les flancs d'un oued encaissé dans les niveaux 7, 8 et 9 de l'échelle locale (fig. 40 B) ; elles se concentrent en deux zones correspondant aux deux flancs du faisceau qui statistiquement ont été mesurés plus souvent que la fermeture. L'axe du faisceau est orienté N 70° ; le courant parallèle à cet axe est dirigé de l'ENE vers l'WSW. Cette direction coïncide avec celle de deux chenaux dont la fermeture a pu être étudiée (fig. 40 A). Bien que ces mesures aient été faites dans des niveaux différents, l'orientation du courant paraît, à Hamdoun, relativement constant.

Dans la coupe 9 de Timzak (fig. 20), six chenaux appartenant au *même* niveau (niveau 20 de l'échelle locale équivalent probable du niveau local n° 9 d'Hamdoun), ont été étudiés (fig. 41). Pour quatre de ces chenaux, on retrouve la direction mise en évidence à Hamdoun avec une composante Nord légèrement plus forte.

Ces études de l'orientation des stratifications obliques, bien que peu nombreuses, nous permettent de penser que, durant la sédimentation de I₃ supérieur, les matériaux provenaient de l'Est-Nord-Est ou du Nord-Est. Ces conclusions s'accordent avec celles formulées en termes encore plus prudents lors de l'étude de I₁ (p. 66). D'après J. Sougy (1969, renseignement oral), A. Lombard, au cours de l'excursion des Journées Scientifiques de Dakar de 1963, a observé, au sommet de la passe de Timzak, des cuillers ou faisceaux allongés N-S. Cette direction se retrouve dans l'alignement des grains de quartz sur les plans de stratifications horizontaux. Le courant serait dirigé en gros du Nord vers le Sud.

Dans la passe routière de Timzak, les grès et grès-quartzites blancs et ocre de I₃ montrent de très belles auréoles métriques, rouges, concentriques d'oxydes et hydroxydes de fer. Il s'agit d'une altération récente liée au réseau de diaclases de ces grès. Les anneaux concentriques représentent des précipitations chimiques périodiques de fer. Ce phénomène est connu des chimistes sous le nom d'anneaux de Liesegang (A.J. Crowle, D.C. Lueker, H.S. Gaskill Jun, 1963).

Description microscopique

- Les grès-quartzites feldspathiques TA 1414 (I₃,8) ; TA 1233, 1234, 1238, 1239, 1240 et 1416 (I₃,9) ; TA 1418 (I₃,10)
 - texture granulaire en mosaïque.
 - le fond de la roche est constitué de quartz détritique nourri et de rares débris de quartzite. Lorsque le nourrissage n'est pas trop important, les plus gros quartz détritiques apparaissent nettement arrondis. L'étude à la loupe binoculaire, après désagrégation, des échantillons TA 1414, 1240 et 1234 montre l'abondance des grains ronds-mats d'origine éolienne.
 - les feldspaths, toujours présents, ne sont jamais très abondants (5 à 10 %) ; il s'agit d'orthose, de microcline et plus rarement de plagioclases. Le degré d'altération, toujours important, varie avec la nature du feldspath et selon les échantillons. Dans les échantillons TA 1234, 1238 et 1239, les feldspaths sont entièrement transformés en amas cryptocristallins d'illite et de séricite ; dans le conglomérat de base (éch. TA 1414), un feldspath de 1,4 mm de long est entièrement épigénisé par de grandes lamelles très fraîches de muscovite.
 - de rares paillettes de muscovite, des zircons et des débris de tourmaline verte peu abondants complètent la composition de ces grès.

- l'étude de l'échantillon TA 1239 qui donne une réaction positive avec le phosphate d'ammonium, n'a pas permis d'identifier de phosphate ; il semble que celui-ci se trouve à l'état diffus dans les galettes de silex.
- . Les grès feldspathiques fins à moyens TA 1235, 1236, 1237 et J.S. 5298 (I₃,9)

Le nourrissage siliceux secondaire est remplacé par un ciment peu abondant, souvent un simple film intergranulaire, d'illite, de séricite, d'oxyde et hydroxyde de fer avec, dans l'échantillon JS 5298, quelques grains de dolomite ; les minéraux composant ces grès sont les mêmes que ceux décrits ci-dessus.

2) Les grès, grès-quartzites, siltstones et shales de I₄, I₅, I₆, I₈, I₉ et I₁₀.

Description macroscopique. Les principaux faciès représentés sont :

- des siltstones feldspathiques souvent riches en micas et en glauconie, en petits bancs centimétriques à débit en plaquettes. C'est la roche la plus commune.
- des shales bariolés fissiles, esquilleux, parfois légèrement silteux, bleutés, violines, rouges ou verdâtres à l'affleurement, noirs massifs pyriteux dans les carottes de sondages de I₄ et I₅ à Atar.
- des grès ou grès-quartzites très fins, feldspathiques, très abondants dans la partie supérieure de I₆ ; ils ne diffèrent des siltstones décrits ci-dessus que par la taille des éléments.
- deux intercalations de roches ferrugineuses dans I₄ (coupe de Tezegraz) qui, bien qu'apparaissant sur le terrain comme interstratifiées, sont en fait des cuirasses de nappes récentes.

Cet ensemble détritique fin est généralement bien lité, la stratification est régulière avec quelques structures lenticulaires et quelques stratifications obliques, notamment dans I₈. Les plaques de siltstones et grès très fins montrent souvent de très beaux ripple-marks dont certains, de grande taille, sont à rapprocher des rides d'oscillations interférentes (J. Bajard, 1966, photos 112 et 116 et F.J. Pettijohn et P.E. Potter, 1964, Pl. 86A et 87A). On y voit aussi des empreintes de courant (bounce-marks et groove-marks).

Description microscopique

- . Les siltstones plus ou moins feldspathiques à ciment argileux, argilo-ferrugineux ou argilo-micacé TA 1180 (I₄,11) ; TA 1186 (I₄,13) ; TA 1456 (I₅,15) ; TA 1631 (I₆,25).
- texture granulaire en mosaïque passant localement, lorsque le ciment devient abondant, à une texture détritique à grains non jointifs.
- quartz détritique parfois nourris, anguleux à subanguleux.
- feldspaths plus ou moins abondants ; dans l'échantillon TA 1631, ils forment 30 à 40 % de la roche. Ce sont essentiellement des feldspaths non maclés automorphes ou subautomorphes, parfois nourris ; cependant le nourrissage n'est jamais aussi net que dans les grès-quartzites d'Agueni I₁.
- muscovite et biotite en grandes lames flexueuses atteignant parfois 500 μ de longueur disposées à plat dans la stratification. Les extrémités de ces baguettes sont ouvertes en éventail ; on y observe, le long des clivages, un début de kaolinisation du mica détritique.
- grains détritiques, souvent peu usés, de tourmaline verte, rarement bleue et de zircon.
- le ciment argileux est constitué d'illites associées à des oxydes et hydroxydes de fer qui peuvent être très abondants (échantillon TA 1180). Dans l'échantillon TA 1456, on note un début de kaolinisation de ce ciment.
- l'échantillon TA 1186 (niveau 10 de la coupe 13 de Tezegraz) montre des structures énigmatiques parfaitement circulaires de 50 à 60 μ de diamètre, avec une thèque assez mal indi-

vidualisée de quelques microns d'épaisseur ; ces structures sont remplies par des minéraux argileux et des oxydes de fer.

- Les siltstones feldspathiques micacés à ciment carbonaté éch. TA 1625 (I₆,23) ; TA 1628 (I₆,25) ; TA 1196 (I₈,31) ; TA 1203 (I₁₀,36).

La texture et les minéraux détritiques sont quasi identiques à ceux décrits ci-dessus. Le ciment est carbonaté, le plus souvent calcaire. La calcite se présente sous deux formes principales : en plages xénomorphes claires de 10 μ à 500 μ de longueur ou en petites concrétions souvent colorées en brun par des oxydes de fer ; dans les échantillons pauvres en carbonates, le ciment calcaire est souvent inégalement réparti.

Par altération superficielle, certains de ces siltstones (TA 1203) s'entourent d'une auréole de décalcification brune, poreuse, friable, de quelques centimètres d'épaisseur.

Les échantillons TA 1196 et 1625 qui renferment quelques grains de glauconie font transition avec les roches décrites ci-dessous.

- Les siltstones feldspathiques, micacés, à glauconie éch. TA 1192 (I₈,29) ; TA 1201 (I₉,34) ; TA 1207 et 1657 (I₁₀,37).

La glauconie est généralement concentrée dans des lits de quelques millimètres d'épaisseur. Elle forme des masses arrondies à texture cryptocristalline, à contours flous en forme de rein, de chou-fleur ou de cerveau (cf. L. Cayeux, 1931, pl. photo. XI et XII), de couleur vert pâle avec des inclusions et traînées brun verdâtre qui sont des restes de biotite altérées ; elle correspond au type lobé de la classification de M.A. Light (1952). *Dans plusieurs échantillons la glauconie apparaît comme issue de l'altération de paillettes de biotite.*

- Les grès et grès-quartzites très fins éch. TA 1178 (I₄,11) ; TA 1632 et 1633 (I₆,25).

Ces grès, tout comme les siltstones décrits ci-dessus, sont feldspathiques, riches en débris micacés souvent en voie de kaolinisation. Le ciment argileux d'illite et de kaolinite plus rare, est plus ou moins abondant. L'échantillon TA 1633 renferme de la glauconie en masses mamelonnées, lobées, de 100 à 120 μ de diamètre moyen qui dérivent de paillettes de biotite détritiques.

Dans les lames minces TA 1178 et 1632 riches en oxydes et hydroxydes de fer, on distingue au centre des amas d'hématite souvent grossièrement cubiques des restes de magnétite.

- Les shales légèrement silteux et pyriteux éch. TA 1637 (I₄,11)

Les shales de I₄ et I₅ ont pu être étudiés sur les carottes des sondages d'Atar suffisamment compactes pour que l'on puisse y tailler des lames minces.

- texture orientée ; il y a alternance de feuillets essentiellement argileux et de feuillets de shale silteux riches en quartz et feldspaths.
- les minéraux argileux sont essentiellement des illites colorées en brun rouge par des oxydes et hydroxydes de fer, associées à un peu de kaolinite qui paraît en dériver par altération.
- le quartz est peu abondant ; il se présente en grains subanguleux de 20 μ dans les feuillets argileux, de 50 μ dans les feuillets argilo-silteux.
- les feldspaths sont rares ; ce sont, fait inhabituel, surtout des plagioclases.
- les micas détritiques en grandes paillettes, essentiellement de la muscovite, soulignent la stratification. Les lits silteux renferment quelques grains de tourmaline verte et de zircon.
- le fer est très abondant sous forme de pigment d'hématite et de limonite dans les lits argileux et en amas millimétriques globuleux ou amygdalaires de pyrite dans les lits argilo-silteux. La pyrite forme parfois des apophyses qui recoupent les lits argileux en les rebroussant ; *elle est postérieure à la sédimentation, probablement diagénétique*, ce qui peut expliquer sa concentration dans les lits silteux poreux.

B - LES ROCHES CARBONATÉES

Les roches carbonatées, avec leurs structures stromatolitiques nombreuses et variées, caractérisent le groupe d'Atar ; elles constituent près de la moitié de sa puissance : (330 m de carbonates pour une puissance totale voisine de 715 m).

Description macroscopique

Les principaux horizons carbonatés constituent des plateaux karstiques, de couleur brune, orangée ou bleutée. Dans plusieurs coupes, notamment au Guelb Nouatil, la roche carbonatée brune sur les versants abrités, devient bleue sur les pentes exposées au vent ; *la couleur bleue d'une partie au moins des niveaux carbonatés semble donc provenir de l'ablation de la patine brune par les vents chargés de sable*. Le karst, en grande partie fossile, assez peu développé, est colmaté par des gravillons latéritiques, des sables éoliens et des dépôts argilo-sableux quaternaires. Le ruissellement est très faible sur ces plateaux, le réseau hydrographique est réduit, la végétation clairsemée ; on a noté dans I₅, entre les Oueds Ksar Torchane et Tarioufet, de petites dépressions fermées de quelques dizaines de mètres de diamètre (micro-dolines) qui indiquent qu'une partie des eaux de pluie est susceptible de s'infiltrer.

L'altération météorique a ciselé dans ces roches carbonatées de très nombreux lapiez centimétriques et décimétriques aux arêtes vives, acérées, qui rendent la traversée de ces plateaux impossible aux véhicules et très délicate aux caravanes.

Ces roches carbonatées ont généralement une structure microcristalline, très rarement spathique. Les Stromatolites de type SH-V ou LLH-C sont très nombreux et souvent associés sous forme de récifs complexes ; certaines formes particulières sont caractéristiques de certains niveaux : *Conophyton* branchus, ramifiés en candélabre, ou *Jacutophyton* du mur de I₅,¹⁴, petits Stromatolites de type SH-V en doigts de gant du mur de I₉, bulbes d'oignons, dos de tortue et sous-marins du toit de I₉. Les principaux niveaux à Stromatolites seront décrits dans le chapitre consacré à la paléontologie (p. 121).

Des géodes de calcite, de dolomite en rhomboèdres aux arêtes courbes, de quartz automorphes limpides, des filonnets de calcite blanche spathique et des stylolites sont surtout abondants dans I₅. On rencontre dans tous les termes carbonatés du groupe d'Atar, souvent associés aux faciès conglomératiques, des niveaux craquelés, à aspect de "croûte de pain", qui indiquent probablement de courtes émerSIONS avec début de dessiccation.

Ces niveaux carbonatés sont très souvent mollement ondulés. Dans la coupe 15 de I₆ dans l'Oued Tarioufet (fig. 34), le niveau 5 montre de très beaux synclinaux perchés aux flancs souvent très redressés (pendage de 10 à 35°).

Les roches carbonatées conglomératiques sont abondantes dans plusieurs niveaux du groupe d'Atar, notamment I₆ et I₈ ; les galets de carbonates, plus rarement de carbonates silteux, de quelques millimètres à quelques centimètres de long, souvent aplatis en forme de galettes étirées, sont emballés dans un carbonate finement cristallisé. Les galettes sont parfois dispersées de façon quelconque, parfois orientées et redressées à la manière des galets d'un torrent, ce qui indique l'existence d'assez forts courants. Ces roches, qui forment des lits décimétriques, proviennent du remaniement sur place, ou sur une courte distance, de couches calcaires en voie de consolidation, fragmentées à la suite de phénomènes d'émerSION et de dessiccation ou sous l'action de courants ou de glissements. Ce sont les conglomérats intraformationnels de F.J. Pettijohn (1957), les "intraclastic limestones" de la classification de R.L. Folk (1959) et les "limeclastic limestones" de K.H. Wolf (1965, a et b).

Description microscopique

Dans ce paragraphe, les roches carbonatées ont été classées en fonction de leur structure et de la nature et de l'abondance de la phase détritique, sans tenir compte de la composition

chimique de la phase carbonatée, la distinction entre dolomite et calcite étant au microscope difficile, voire impossible à faire dans ces roches à grain fin.

- Les roches carbonatées à structure stromatolitique éch. TA 1216, 1455 et 1639 (I₅,14) ; TA 1218, 1458 et 1642 (I₅,16) ; TA 1464 (I₅,20) ; TA 2970 (I₆,24) ; TA 1512 et 2971 (I₇,26) ; TA 1190 bis (I₇,28) ; TA 1198 (I₉,33) ; TA 2990 (I₁₁,39).

Nous décrirons ces roches rapidement ; leur étude sera reprise en détail dans le chapitre paléontologie (p. 121).

- la texture est microgranulaire.
- l'essentiel de la roche est constitué par des carbonates dont la taille varie de 5 μ à plusieurs millimètres (dimension moyenne 30-40 μ) et qui se présentent sous trois aspects principaux ;
 - en cristaux jointifs, xénomorphes, les plus gros étant limpides, les plus petits gris sale
 - en grandes plages de 150 μ à plusieurs millimètres dans les géodes, dans des cassures ou dans certains lits
 - en rhomboèdres, dont certains riches en fer ont une structure très voisine de la structure encapuchonnée décrite par L. Cayeux (1931, Pl. VIII, fig. 5) ; il s'agit probablement de dolomite ferrugineuse ou d'ankérite.
- les minéraux détritiques sont très rares et de nombreux échantillons en sont totalement dépourvus. Le quartz est soit sous forme de grains détritiques, soit en plages limpides xénomorphes ou en cristaux automorphes recristallisés dans les vides de la roche. Dans plusieurs géodes de l'échantillon TA 1458 les carbonates à texture encapuchonnée sont postérieurs aux quartz automorphes de recristallisation qu'ils recoupent.
- le fer est toujours présent, mais jamais abondant. L'hématite et la limonite en fines granulations sont soit réparties dans toute la roche soit concentrées dans certains lits. L'échantillon TA 1190 bis renferme un cristal de pyrite de 2 mm de long.

La présence de Stromatolites ne se marque par aucune structure organique, mais par un empilement de couches hémisphériques épaisses de 20 à plus de 500 μ , emboîtées les unes dans les autres, particulièrement nettes dans les sections axiales du Stromatolite. Ces couches sont très irrégulières, souvent interrompues, amygdalaires, s'anastomosant parfois. On peut distinguer deux types de couches alternant plus ou moins régulièrement selon les échantillons : une couche claire limpide constituée le plus souvent de cristaux de carbonates de 30 à 40 μ (sparite ou dolosparite de R.L. Folk, 1959) avec souvent des rhomboèdres (c'est en général la couche la plus développée) et une couche gris sale d'aspect mousseux, parfois réduite à une simple ligne sombre ou bien à quelques lentilles courbes constituées de carbonates très fins de 3 à 15 μ (micrite et microsparite ou dolomicrite et dolomicrosparite R.L. Folk, 1959). Le caractère sale de cette micrite est dû aux nombreuses réflexions de la lumière sur les parois des petits cristaux et non à la présence de pigment d'argiles ou de matière organique.

En lame mince, les différences de structure entre *Collenia* et *Conophyton* sont très peu marquées ; tout au plus peut-on noter une plus grande régularité chez les *Conophyton*. Les Stromatolites peuvent constituer à eux seuls la totalité d'un niveau ou d'une couche. C'est le cas notamment des Stromatolites de type lié LLH-C ou LLH-S ; mais ils peuvent également former des édifices isolés du type *Conophyton* ou Stromatolites SH-C et SH-V. Dans le cas de ces Stromatolites isolés, les vides sont comblés par un ciment carbonaté (sparite ou dolosparite) très souvent à structure conglomératique, qui renferme des quartz détritiques de la taille des silts et des sables très fins, des galettes de micrite, de microsparite qui sont au moins en partie des débris de Stromatolites et pour certains des Oncolites. Ce ciment est donc une roche carbonatée silteuse constituée essentiellement de débris allochtones d'Algues (algal limeclasts).

Dans tous les échantillons de Stromatolites, les phénomènes de recristallisation sont

très importants. Dans l'échantillon TA 1458, un *Conophyton* apparaît nettement à l'oeil nu, alors que, dans la lame mince taillée parallèlement à l'axe du cône, la structure stromatolitique est presque entièrement masquée par la recristallisation des carbonates ; il ne subsiste que quelques lambeaux de micrite ou dolomicrite (4μ) au milieu de carbonates largement cristallisés ($100-150\mu$) à nombreux rhomboèdres à texture encapuchonnée. La couche claire est le plus souvent recristallisée ; la couche sombre a, dans certains échantillons, conservé sa texture primaire (micrite) tandis que dans d'autres elle a recristallisé en une fine sparite (10 à 25μ). En se référant aux travaux de R.G.C. Bathurst (1964) il semble bien que la recristallisation s'est faite *in situ* et non par remplissage de cavité, la mosaïque carbonatée ayant dans ce dernier cas des caractères particuliers aisément identifiables (para-axial mosaic) qui n'ont pas été retrouvés dans l'étude des Stromatolites.

- . Les roches carbonatées à structure stromatolitique peu nette éch. TA 1182 (I₄,12) ; TA 1454 (I₅,14) ; TA 1457 (I₅,16) ; TA 1513 (I₇,27) ; TA 1202 (I₉,35) TA 1461 (I₁₁,38).

Sur le terrain ces roches avaient été déterminées comme de simples roches carbonatées sans structure stromatolitique. L'étude des lames minces a montré la présence de couches micritiques sombres plus ou moins développées et plus ou moins régulières alternant avec des couches claires de sparite ; cette structure est probablement d'origine stromatolitique. Dans l'échantillon TA 1202, la couche claire est constituée par une sparite ou dolosparite silteuse avec quartz détritiques, débris de feldspaths, zircons et paillettes de séricite et de biotite en voie de transformation en kaolinite ou dickite.

Les échantillons TA 1182 et 1454 se caractérisent par une pigmentation d'hématite et de limonite importante qui les apparente aux roches carbonatées ferrugineuses. L'alternance de couches sombres de micrite et de couches claires de sparite est peu nette ; la couche micritique est généralement plus intensément pigmentée. L'échantillon TA 1454 renferme des galettes brunes, riches en fer, de micrite ou microsparite qui pourraient représenter des débris d'Algues, ainsi que quelques cristaux de magnétite.

Sur le terrain, ces roches ont une fine stratification irrégulière avec biseautage de lits représentant des couches d'Algues subhorizontales. *L'étude de ces échantillons indique que les Stromatolites, lorsqu'il ne montrent pas des formes caractéristiques en dômes, coupes ou cônes, sont très difficiles à identifier* ; il est probable que, dans plusieurs niveaux, la structure stromatolitique a été confondue avec la stratification.

L'échantillon TA 1513 montre deux cavités évidées parfaitement sphériques de 225μ de diamètre qui représentent peut-être l'empreinte d'Algues (Oncolites ou Catagraphes ?).

- . Les roches carbonatées à texture microcristalline éch. TA 1184 et 1636 (I₄,12) ; TA 1460 et 1648 (I₅,18) ; TA 1462 (I₅,20) ; TA 1508 (I₇,26).
 - les carbonates se présentent en cristaux xénomorphes de 15 à 50μ (en moyenne 20 à 30μ), en rhomboèdres, ou en petites plages remplissant des géodes ou des cassures.
 - les minéraux détritiques sont très rares ; l'échantillon TA 1460 renferme quelques quartz de la taille des silts et quelques paillettes de mica en voie de kaolinisation (ou dickitisation).
- . Les roches carbonatées à texture macrocristalline éch. TA 1629 (I₆,25).

La roche est constituée de carbonates en cristaux xénomorphes de 250μ de diamètre moyen avec de rares et minces traînées brunes constituées de cristaux de carbonates de 50μ , de rhomboèdres abondants et de granules d'hématite et de limonite soulignant la stratification.

- . Les roches carbonatées ferrugineuses éch. TA 1184 (I₄,12) ; TA 1210 (I₄,13).

L'hématite et, à un degré moindre, la limonite imprègnent toute la roche, lui donnant une couleur ocre. Le fer se trouve à l'intérieur des carbonates, notamment dans les rhomboèdres où il forme le cœur ou des cernes concentriques, et en fines granulations ou en traînées remplissant des fissures.

Dans l'échantillon TA 1210 les carbonates se présentent en guirlandes qui évoquent la structure zonée des géodes et des filons hydrothermaux.

- Les roches carbonatées silteuses éch. TA 1463 (I₅,20) ; TA 1192 bis (I₈,29).

Les carbonates se présentent sous trois formes : en grains de 20 à 30 μ ; (éch. TA 1192 bis), en grandes plages recristallisées (200 à 800 μ) amiboïdes englobant les minéraux détritiques (TA 1463) en masses arrondies en chou-fleur de 500 μ de diamètre, emballant de rares minéraux détritiques (éch. TA 1192 bis). Ces deux dernières textures sont assimilables à la texture ophitique des pétrographes anglo-saxons (F. Walker et A. Poldervaart, 1949) et poecilitique des pétrographes français. Certaines de ces masses arrondies carbonatées ont une tendance à l'extinction radiaire et montrent sur leur pourtour une structure zonée et une bordure plus sombre riche en oxydes et hydroxydes de fer. Leur origine est problématique ; concrétions *in situ*, débris de roches carbonatées remaniées et recristallisées (intra clasts), ou concrétions dues à des Algues comme celles décrites par K.H. Wolf (1965, b) dans le Dévonien d'Australie.

Les minéraux détritiques de la taille des silts constituent de 25 à 40 % de la roche. Ce sont du quartz anguleux, des feldspaths non maclés, du microcline, de rares plagioclases, de grandes paillettes de muscovite disposées à plat sur la stratification, des biotites en voie d'altération, des grains mamelonnés de glauconie, des débris de zircon et de tourmaline. L'hématite et la limonite sont plus ou moins abondantes selon les échantillons.

- Les roches carbonatées conglomératiques éch. TA 1626 (I₆,23) ; TA 1197 (I₉,32) ; TA 1208 (I₁₀,37).

Le ciment est constitué soit par de la fine sparite ou dolosparite (20 μ) avec quelques cristaux de plus grande taille sur le pourtour des galets, ou bien (TA 1208) par des cristaux de 200 à 300 μ engrenés.

Les galettes ou intraclasts atteignent souvent plusieurs millimètres ; ce sont des roches carbonatées parfois silteuses ou glauconieuses ou des siltstones carbonatés. Lorsque ces galettes sont uniquement carbonatées, elles sont constituées, soit de rhomboèdres et cristaux xénomorphes de carbonates atteignant 100 μ fortement colorés par des oxydes de fer, soit d'un coeur de micrite grise bordée d'un fin liséré d'oxydes de fer ou d'une frange brun rouge de 100 à 150 μ de rhomboèdres ferrugineux. La plupart de ces galets sont inorganiques ; cependant l'échantillon TA 1208 montre une structure circulaire de 250 μ composée d'une auréole de calcite claire entourant un coeur sombre de rhomboèdres (Oncolite ou catagraphe ?). On remarquera que le ciment est largement cristallisé là où les galets sont nombreux et serrés. En se référant aux travaux de R.L. Folk (1959), on peut supposer que cette sparite ou dolosparite est primaire.

- Les roches carbonatées silteuses conglomératiques éch. TA 1499 et 1624 (I₆,23) ; TA 1195 (I₈,30) ; TA 1659 (I₁₀,37).

Le ciment est constitué par un siltstone feldspathique carbonaté glauconieux ou une roche carbonatée silteuse à glauconie, avec des cristaux xénomorphes ou des rhomboèdres de carbonates ferrugineux. Les paillettes de micas sont souvent altérées en kaolinite.

Les galets sont identiques à ceux décrits dans les roches carbonatées conglomératiques. Leurs contours sont souvent peu nets et certaines galettes de grande taille bien individualisées à une extrémité paraissent à l'autre extrémité se fondre dans le ciment. Il s'agit vraisemblablement du remaniement sur place d'un sédiment non encore consolidé.

C - LES ROCHES FERRUGINEUSES

- Les cuirasses ferrugineuses éch. TA 1185

Bien que ce niveau ne soit pas interstratifié dans le groupe d'Atar, nous le décrirons sommairement. Il s'agit d'une cuirasse de nappe, massive, dure, à structure lamellaire, constituée d'une masse amorphe d'oxydes et d'hydroxydes de fer, avec quelques structures zonées concentriques. Les vacuoles de 0,5 à 5 mm, souvent ramifiées, sont généralement vides avec quelques cristaux de carbonates tapissant les parois. Des tubulures millimétriques, parfois remplies d'un mélange argileux ou la kaolinite paraît dominante, recoupent la roche.

D - LES ROCHES SILICEUSES

Le toit de I₁₁ (niveau 40 de l'échelle stratigraphique) renferme quelques lits et rognons de silex brun qui prendront une grande importance dans I₁₂, à la base du groupe de Tifounke. Petrographiquement identiques dans I₁₁ et I₁₂, ils seront étudiés dans le chapitre consacré au groupe de Tifounke (p. 167).

E - CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX DU GROUPE D'ATAR

1) Caractères de la phase détritique

a) Nature des clastiques

- les grès-quartzites de Fom Chor, I₃

Le quartz en moyenne de la taille des sables fins à moyens, au sommet de la taille des sables très grossiers, est l'élément essentiel ; il est fréquemment nourri. Les feldspaths, essentiellement du microcline, sont peu abondants et atteignent souvent de grandes tailles. *Ils sont dans leur majorité profondément altérés alors qu'ils sont très frais dans les grès-quartzites d'Agueni I₁.* De rares paillettes de muscovite et de séricite, quelques grains roulés de zircon et de tourmaline complètent la composition minéralogique de ces grès.

- les intercalations détritiques de I₄, I₅, I₆, I₈ et I₁₀

Le quartz est en général de la taille des silts (40-50 μ). Les feldspaths sont parfois très abondants (40 % de la roche) ; ce sont de l'orthose avec rare auréole de nourrissage, du microcline et des plagioclases cantonnés dans les faciès les plus fins. La muscovite, et plus rarement la biotite altérée, forment de fines et longues lamelles flexueuses, fragiles, disposées à plat dans la stratification. On note très souvent un début de kaolinisation (ou de dickitisation) le long des clivages et aux extrémités déchiquetées et ouvertes en éventail. La glauconie est concentrée dans certains niveaux de I₆, I₈ et I₁₀, sous forme de grains mamelonnés à texture cryptocristalline, vert clair, qui proviennent, au moins pour une partie, de l'altération de biotite. La couleur vert très clair de certaines de ces glauconies s'explique peut-être par leur faible teneur en Fe⁺⁺⁺ ; il s'agirait de skolite (W.A. Deer, R.A. Howle et J. Zussman, 1963).

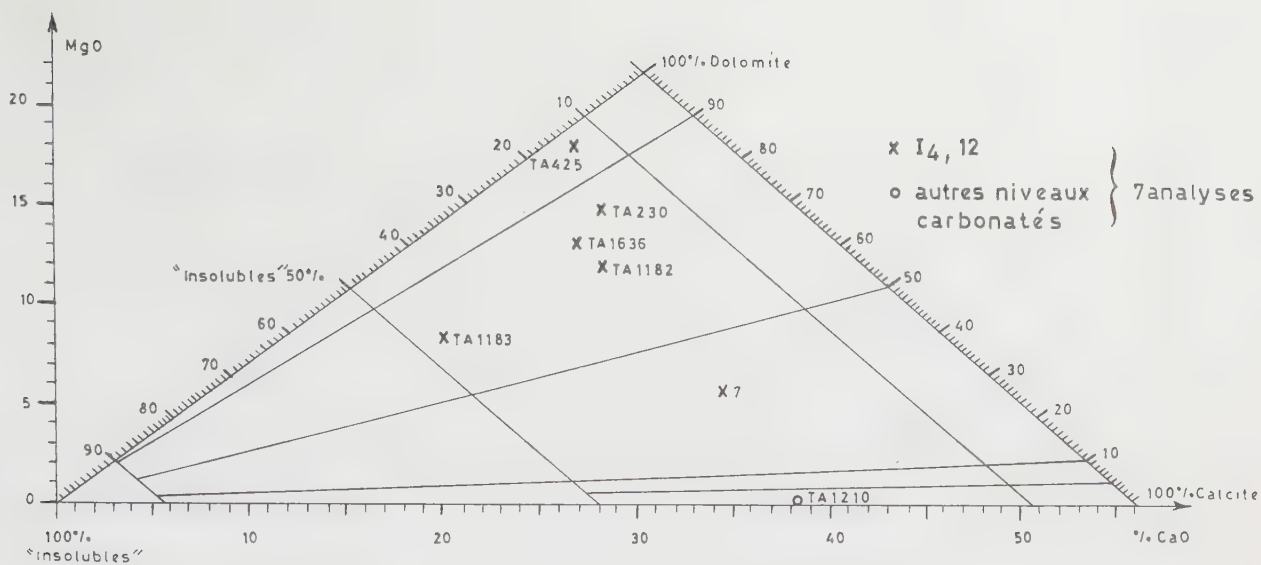
Les minéraux lourds, quelques grains peu usés de zircon et de tourmaline verte, sont peu abondants.

b) Morphoscopie

Les grès-quartzites de Fom Chor I₃ montrent des quartz d'origine éolienne incontestable ; leur pourcentage est difficile à déterminer étant donnée l'importance du nourrissage. Dans le reste du groupe d'Atar, les minéraux détritiques de la taille des silts anguleux à subanguleux, sont très bien classés.

2) Caractères de la phase argileuse

Dans les grès feldspathiques fins à moyens de I₃, un film d'illite se développe souvent entre les grains.

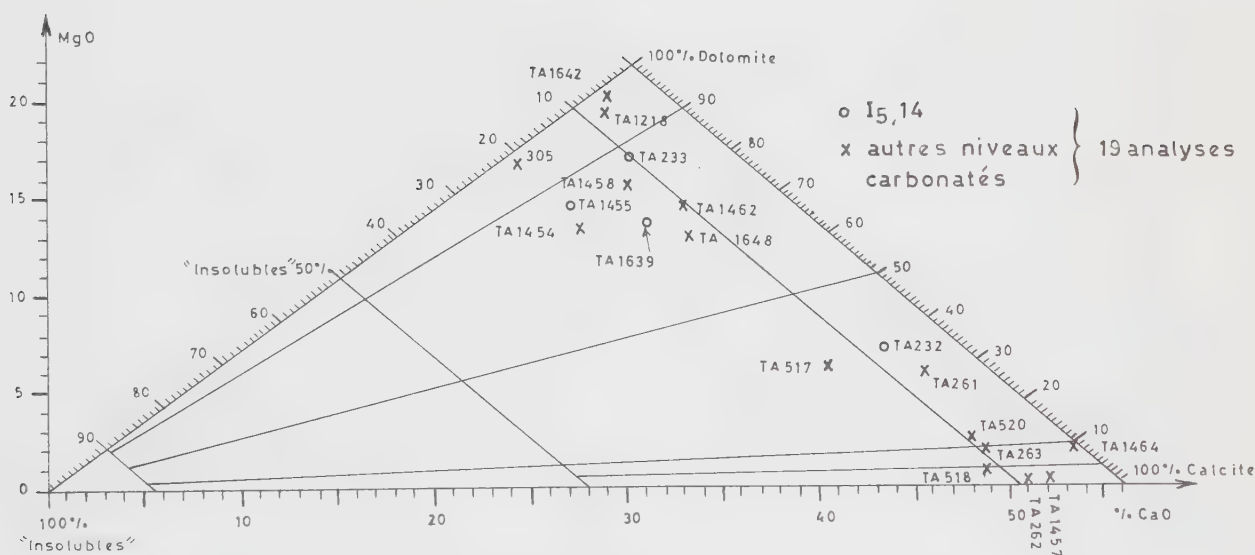


COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE I₄

Ech. 7 et 230 : Sud de la coupe 13 de Tezegraz

Ech. 425 : Déblais d'un puits d'Atar

Figure 42



COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE I₅

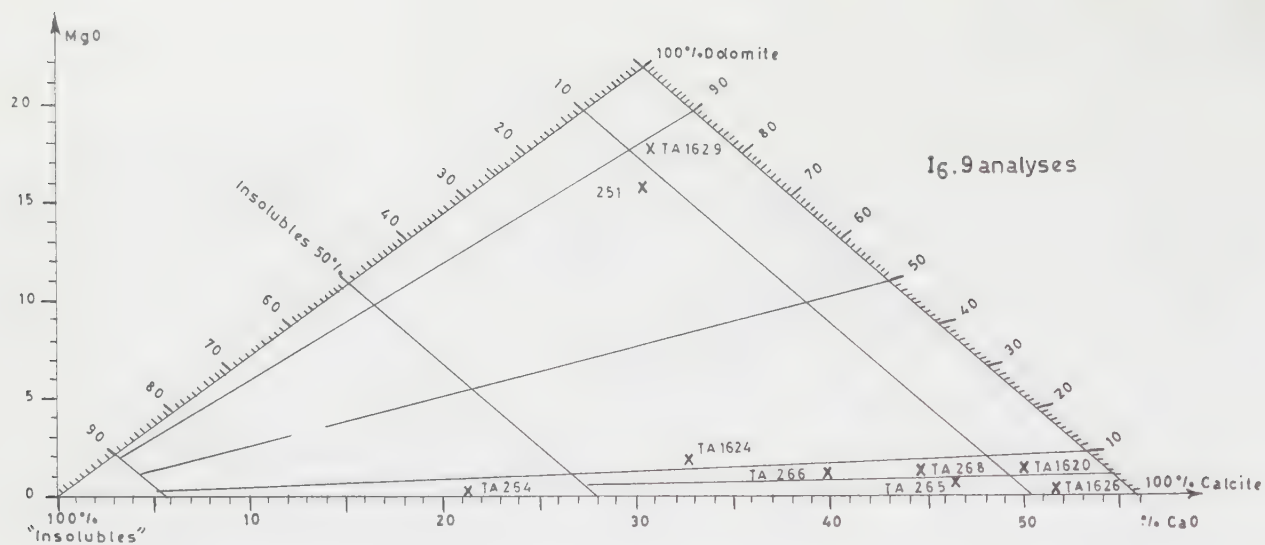
Ech. TA232 et 233 : Poste militaire de Tod

Ech. TA261 262 et 263 : Coupe Oued Tenkhakhada-Oued Tawaz (lat. 20°49')

Ech. TA517 518 et 520 : Coupe de Garat Hamara

Ech. 305 : Coupe de Taichot

Figure 43

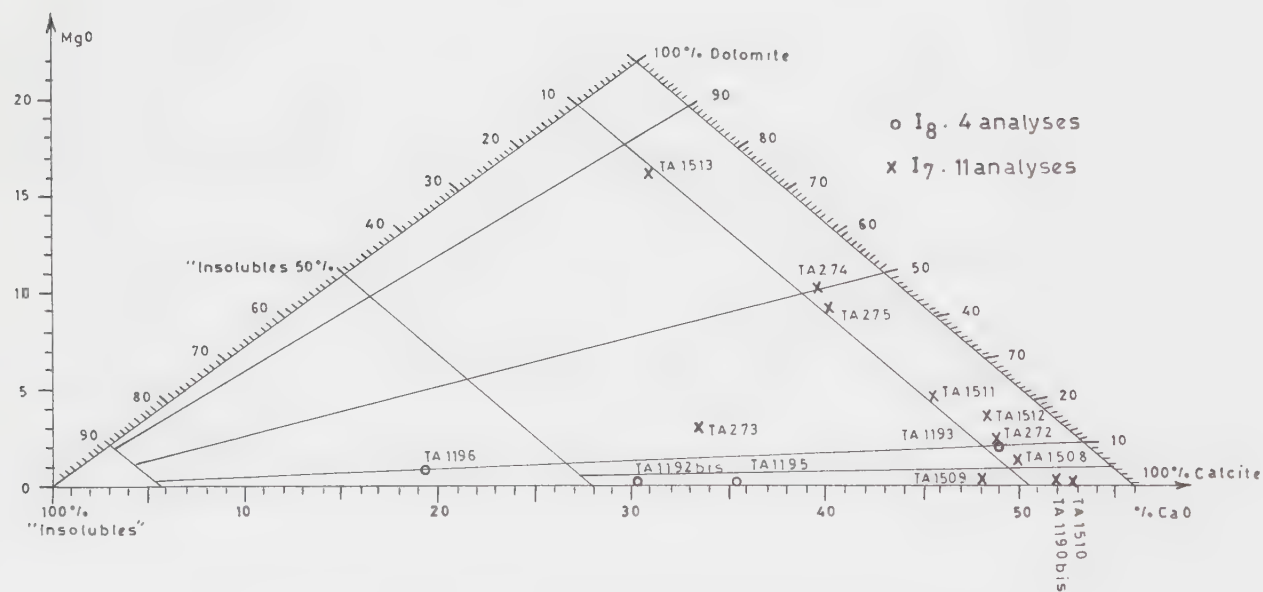


COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE I₆

Ech. TA 264, 265, 266 et 268 : Coupe Oued Tenkhakhada-Oued Tawaz (lat. 20°49')

Ech 251 : Piste d'Atar à Chinguetti

Figure 44



COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE I₇ ET I₈

Ech. TA 272 273 274 et 275 : Coupe Oued Tenkhakhada - Oued Tawaz (lat. 20°49')

Figure 45

Dans les niveaux de shales et de siltstones plus ou moins argileux, le minéral largement dominant est l'illite (tableau d'analyses aux R.X I) associée à un peu de montmorillonite dans I₄ et I₆, plus rarement à de la chlorite dans I₁₀. I₈ et I₁₀ renferment des traces d'interstratifiés à 14 Å. Cependant, le trait majeur de la fraction argileuse du groupe d'Atar, très net à la lecture du tableau d'analyses aux R.X 1, est la très grande importance de l'illite.

Les illites, qui proviennent d'échantillons de sondage (TA 1635 et 1637), sont bien cristallisées alors que dans les échantillons prélevés en surface elles sont toujours baillantes. Ceci montre bien que l'ouverture des feuillets est liée à l'altération superficielle et non à une diagenèse insuffisante.

L'étude des lames minces de siltstones argileux, notamment celles du I₄, montre toujours un peu de kaolinite ou dickite issue de l'altération des micas détritiques. L'absence totale de kaolinite dans les shales indique que l'altération, moins importante dans ces niveaux imperméables, s'est contentée d'ouvrir les feuillets d'illite.

3) Caractères de la phase chimique

La phase chimique, et plus précisément carbonatée, joue un rôle essentiel dans le groupe d'Atar qui est caractérisé par le grand développement des roches carbonatées à Stromatolites.

a) Carbonates

Ils se présentent sous 4 formes principales :

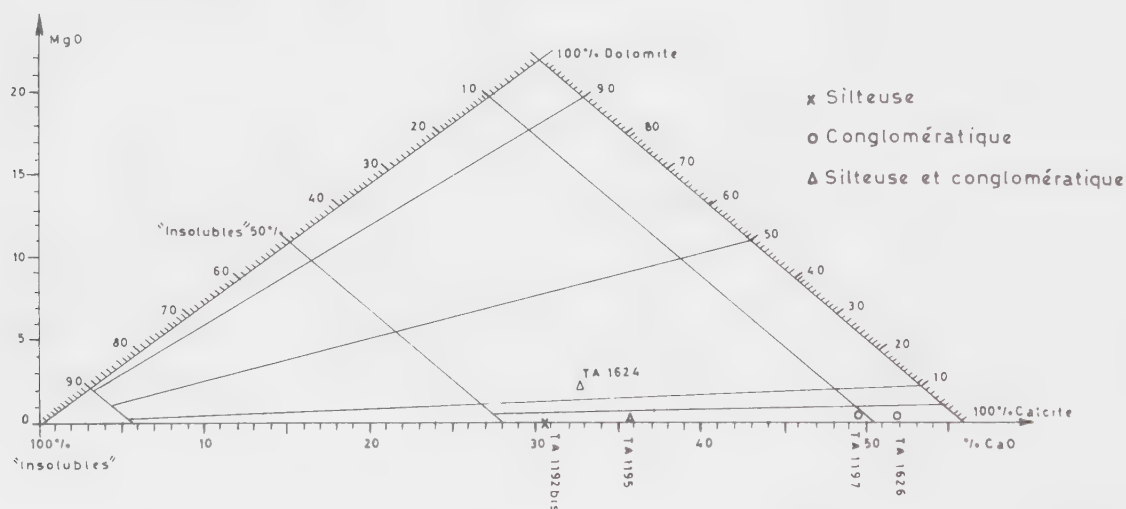
- en cristaux xénomorphes très fins de 6 à 10 μ (micrite). Au microscope cette micrite, par suite des nombreuses réflexions à l'intérieur des cristaux, est sombre, de couleur gris sale. Elle semble caractéristique de la structure stromatolitique ; cependant elle peut être également présente dans les roches carbonatées d'origine purement chimique.
- en cristaux xénomorphes de 15 à 250 μ (sparite) clairs, avec clivages bien visibles. Dans les géodes ou les cassures, ces cristaux peuvent atteindre 1 mm.
- en rhomboèdres de 5 à 100 μ, limpides mêlés aux deux formes décrites ci-dessus.
- en rhomboèdres ou en cristaux xénomorphes colorés en brun par des oxydes de fer ; certains de ces rhomboèdres ont une structure encapuchonnée caractéristique. Il s'agit de dolomite ferrugineuse ou d'ankérite. Les nombreuses analyses chimiques effectuées indiquent qu'une partie des rhomboèdres ferrugineux est de l'ankérite, ce qui montre que la forme rhomboédrique ne caractérise pas la seule dolomite.

Cinquante trois roches carbonatées du groupe d'Atar ont été analysées (tableau d'analyses chimiques 2) et regroupées par horizons stratigraphiques (fig. 42, 43, 44, 45 et 46) puis par faciès pétrographiques (fig. 47 et 48).

- . Nature et importance de la phase carbonatée dans les horizons stratigraphiques du groupe d'Atar.
 - I₄ (fig. 42). La principale intercalation carbonatée sur laquelle est construite la ville d'Atar est une dolomie calcaire contenant de 20 à 25 % d'insolubles (fer et silice) ; la dolomite forme 80 % de la fraction carbonatée.
 - I₅ (fig. 43). Ces roches carbonatées sont pauvres en insolubles (silice et fer). La nature de la fraction carbonatée est variable. Les 19 analyses se répartissent entre un pôle calcaire (éch. TA 262, 263, 518, 520, 1457 et 1464) et un pôle dolomitique (éch. 305 ; TA 233,

- 1218, 1454, 1455, 1458, 1462, 1639, 1642 et 1648). La composition chimique de la phase carbonatée varie non seulement avec le niveau considéré, mais également au sein d'un même niveau, comme le montre l'exemple du niveau 14 de l'échelle stratigraphique. Nous expliquerons ces variations dans le chapitre consacré à l'étude des Stromatolites.
- I₆ (fig. 44). La teneur en insolubles varie de 8 à 60 %, traduisant l'hétérogénéité pétrographique de I₆. La fraction carbonatée est en général franchement calcaire à l'exception des échantillons 251 et TA 1629.
 - I₇ (fig. 45). La teneur en insolubles est, pour la quasi-totalité des échantillons, voisine de 10 %. 8 des 11 analyses se groupent autour du pôle calcite et contiennent en moyenne 15 % de dolomite. La composition chimique des carbonates est moins variable que dans I₅.
 - I₈ (fig. 45). Comme pour I₆, avec qui il a de nombreux caractères communs, I₈ a une teneur en insolubles très variable ; par contre la fraction carbonatée est franchement calcaire et la dolomite représente le plus souvent moins de 5 % des carbonates.
 - I₉ (fig. 46). La fraction carbonatée est calcaire. La dolomite représente environ 20 % des carbonates. La teneur en insolubles est de l'ordre de 20 %.
 - I₁₀ (fig. 46). Les intercalations carbonatées, souvent lenticulaires, sont franchement calcaires ; la teneur en insolubles est importante.
 - I₁₁ (fig. 46). La base de I₁₁, bien représentée dans les coupes au Nord de la piste Aïar-Chinguetti, est calcaire ; la dolomite représente 10 à 15 % de la fraction carbonatée. Le sommet de I₁₁ (coupe de Nouatil) est franchement dolomitique.

Ces analyses de la phase carbonatée du groupe d'Atar montrent que les horizons riches en Stromatolites I₅, I₇, I₉ et I₁₁ sont très pauvres en insolubles, ce qui confirme les résultats de l'étude pétrographique.

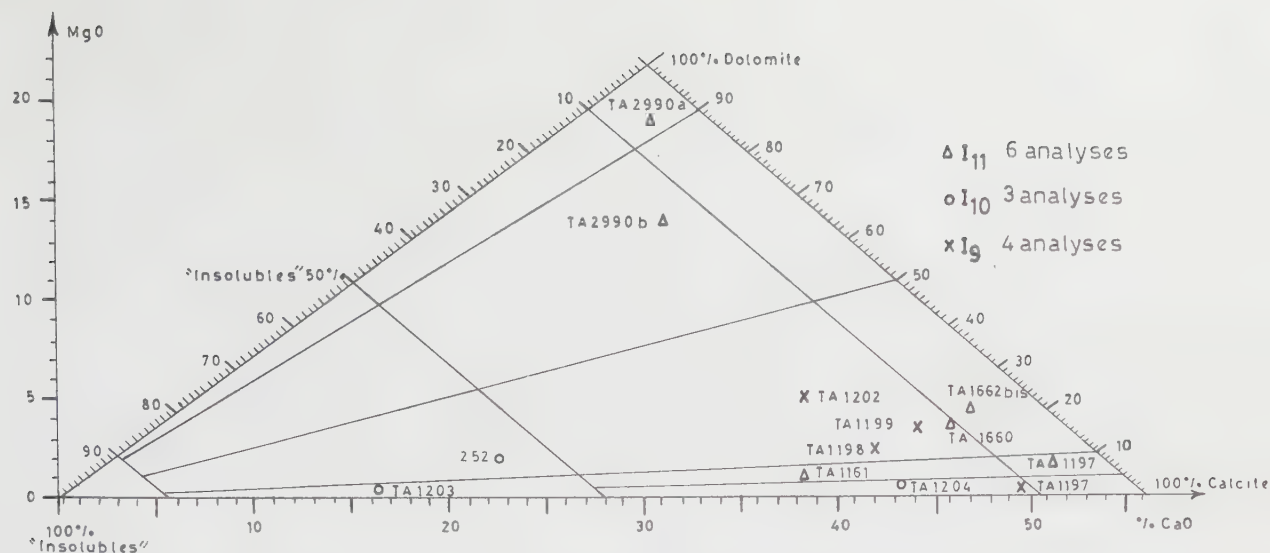


COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES,
SANS STROMATOLITE, SILTEUSES ET (OU) CONGLOMÉRATIQUES

Figure 48

Nature de la phase carbonatée selon les différents faciès pétrographiques

Les roches carbonatées à Stromatolites (fig. 47) se distribuent autour des pôles calcite et dolomite ; le résidu insoluble est de l'ordre de 10 à 20 %. Les roches carbonatées silteuses et (ou) conglomératiques sans Stromatolites (fig. 48) sont franchement calcaires ;

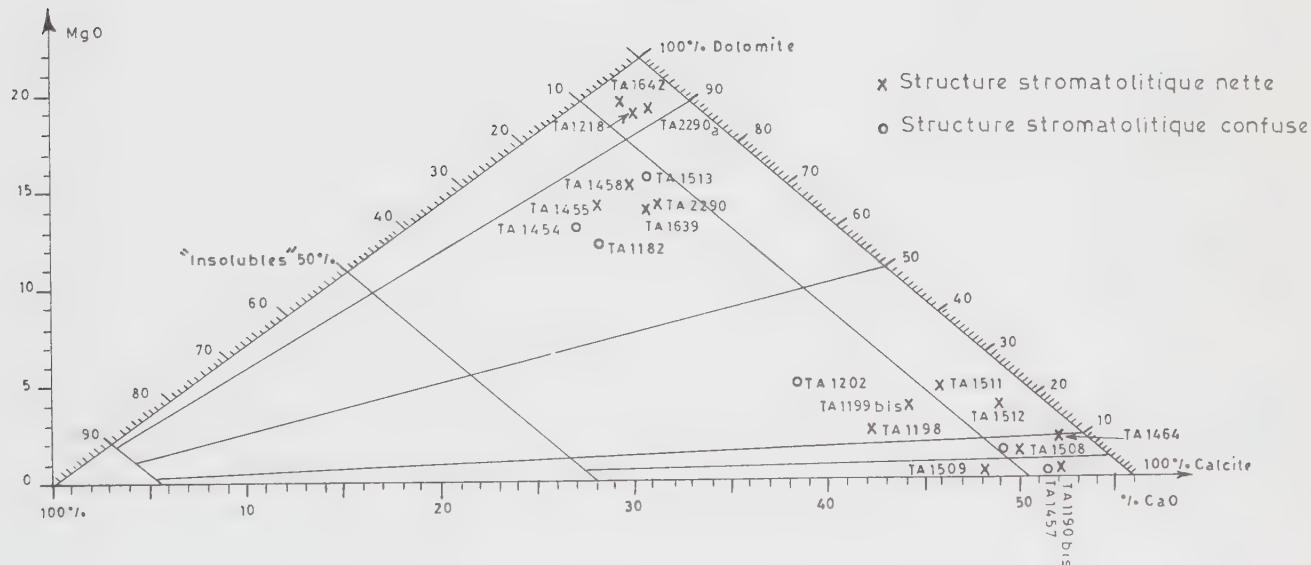


COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE I₉, I₁₀ et I₁₁

L'échantillon TA 252 a été récolté le long de la piste Atar - Chinguetti

- TA 2990a Stromatolite
- TA 2990b Roche carbonatée cimentant les Stromatolites

Figure 46



COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES A STROMATOLITES

Figure 47

la dolomite y représente moins de 5 % de la phase carbonatée. *Il semble donc que la présence de dolomite soit, au moins en partie, liée à celle des Stromatolites.*

b) Le fer

On le trouve sous forme d'oxydes, d'hydroxydes et de sulfures ; nous avons vu par ailleurs qu'il était présent dans les carbonates (dolomie ferrugineuse, ankérite).

L'hématite et la limonite sont souvent disséminées dans toute la roche sous forme de fines granulations, ou bien concentrées dans certains lits. Dans les roches carbonatées ferrugineuses (éch. TA 1182, 1183, 1210 et 1454) l'hématite et la limonite deviennent des minéraux essentiels.

La pyrite est abondante dans I₄, et notamment dans les carottes des sondages d'Atar, où elle forme des lits millimétriques ou des amygdales ; pyriteux, noirs, massifs, durs en sondage, ces shales sont tendres, fissiles, bariolés et dépourvus de pyrite à l'affleurement. L'échantillon TA 1190 bis, I₇, renferme un cristal de pyrite de 2 mm.

c) La silice

Les géodes des roches carbonatées montrent souvent des cristaux de quartz automorphes de 1 mm à quelques centimètres ; ils sont particulièrement abondants dans I₅, niveaux 14 et 16 de l'échelle stratigraphique. G.A. Deicha (1952) a étudié en détail les inclusions d'un lot de quartz provenant de Ksar Torchane (il s'agit probablement du niveau 14). A première vue la forme parfaite et la limpidité de la plupart des individus semblent peu favorables à la recherche et à l'étude des inclusions. Pourtant certains quartz renferment de nombreuses inclusions, au point de prendre un aspect laiteux ; rares vers les pointes, ces inclusions sont abondantes dans la région médiane des cristaux bipyramidés ou vers les racines des cristaux drusiques. Les inclusions sont plus ou moins complètement remplies par une solution aqueuse qui contient parfois des particules solides : grains de poussière noirs qui se retrouvent dans le cristal, cristaux aciculaires déposés par la solution après son emprisonnement. De plus, certaines de ces inclusions aqueuses renferment des gaz sous pression. De cette étude, G.A. Deicha conclut que les quartz de Ksar Torchane se sont formés à une température comprise entre 75° et 200° sous l'action de solutions aqueuses chaudes et de circulation secondaire d'eau à basse température.

La présence de blocs de roches carbonatées à Stromatolites de I₅ avec géodes de quartz emballés dans la tillite de base de la série 2 (coupe de Garat el Hamara), indique que *ces quartz se sont formés avant la sédimentation de la série 2.*

4) Caractères de la phase organique

Bien que les Stromatolites soient le résultat de l'activité d'Algues, aucun reste net de structure organique n'a été observé ; la phase organique ne contribue donc pas directement à la constitution des roches carbonatées.

III - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

A - LES STROMATOLITES : GENERALITES

Les Stromatolites de l'Adrar sont connus depuis très longtemps. R. Chudeau (1911) les

décrit comme des "accidents minéralogiques" ; le Capitaine Huguet (1927) et H. Hubert (1926) y reconnaissent des "troncs d'arbres calcifiés". H. Hubert (1933), puis surtout N. Menchikoff (1946), sont les premiers à identifier la véritable nature de ces structures qu'ils rapprochent des Stromatolites. L'étude de ces structures, et plus particulièrement du niveau à *Conophyton* du mur de I₅ (niveau 14 de l'échelle stratigraphique), a été reprise par Th. Monod (1952, 1953, 1954).

On s'accorde pour voir dans les Stromatolites le résultat de l'activité d'Algues vertes (Chlorophycées) et bleu vert (Cyanophycées). Les Stromatolites sont connus depuis le Précambrien inférieur jusqu'à nos jours ; les plus anciens sont ceux du système du Bulawayan en Rhodésie dont l'âge avoisine 3 milliards d'années. Les Stromatolites actuels colonisent certaines portions de côtes plates dans les zones tropicales et subtropicales (Floride, Bahamas, Bermudes, Golfe Persique, Sud de l'Australie) se cantonnant, en général, dans ou à proximité de la zone de balancement des marées.

Dans ces généralités sur les Stromatolites, nous aurons à aborder la question des Stromatolites actuels et de leur environnement. Il importe donc de définir, dès maintenant, le vocabulaire que nous utiliserons pour nommer les différentes parties du domaine littoral. J.-M. Pérès (1961), en se basant sur la répartition de la flore et de la faune, a distingué :

- un étage *supralittoral* qui ne subit pas de véritables immersions mais qui est humecté par l'eau de mer. C'est la zone "*supratidale*" des auteurs anglo-saxons
- un étage *médiolittoral* qui correspond grossièrement à la zone de balancement des marées ou zones "*intertidale*" des Anglo-saxons
- un étage *infralittoral* dont la limite inférieure est fixée par la disparition des Algues photophiles et varie entre 15 et 80 m avec la latitude et le type de mer. C'est grossièrement la zone "*subtidale*" des Anglo-saxons, encore que, pour le problème des Stromatolites, nous limiterons la profondeur de la zone "subtidale" à quelques mètres, voire à dix ou quinze mètres.

Nous emploierons indifféremment les deux nomenclatures exposées ci-dessus mais en donnant aux divisions biologiques de J.-M. Pérès (1961) une signification bathymétrique. Par contre, nous éviterons les termes mal définis de supracotidal, intercotidal et subcotidal.

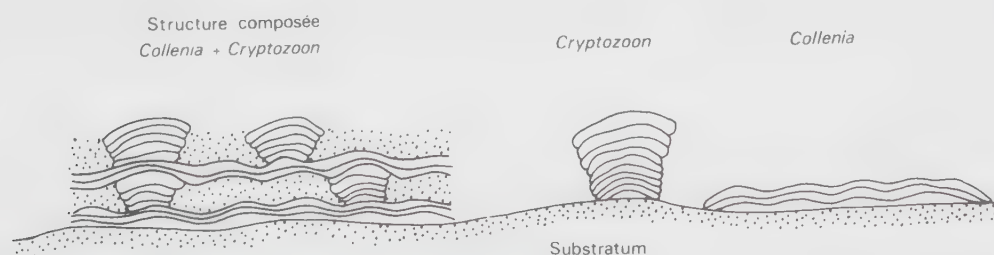
M. Black (1933) décrit 12 espèces d'Algues dans les Stromatolites actuels des îles d'Andros (Bahamas). C.L.V. Monty (1965 et 1967), reprenant cette étude, distingue, dans la distribution des croûtes algales, trois grandes ceintures : la ceinture à *Scytonema* (zone supralittorale), la ceinture à *Rivularia* (zone de balancement des marées) et celle à *Schizothrix* qui se développe à proximité de la limite des marées basses et dans la zone infralittorale ; *Schizothrix calcicola* et *Scytonema myochrous* sont les deux espèces qui participent le plus activement à l'édification des Stromatolites. R.N. Ginsburg, L.B. Isham, S.J. Bein et J. Kuperberg (1954) décrivent 28 espèces d'Algues dans les Stromatolites actuels du Sud de la Floride, et B.W. Logan (1961) 4 espèces principales dans les Stromatolites de la baie de Shark en Australie occidentale.

1) Historique

Le terme de Stromatolite ou Stromatolithe, de *stroma* couche et *lithos* pierre, a été créé par E. Kalkowsky (1908) pour désigner les structures feuilletées, laminées et concrétionnées fréquentes notamment dans les roches carbonatées du Précambrien. Ce terme, purement descriptif, ne préjugait pas de l'origine organique ou inorganique de ces structures bien que pour E. Kalkowsky la plupart des Stromatolites étaient le produit de l'activité de végétaux inférieurs (mousses et

champignons). La première étude importante, qui contient en germes la plupart des conceptions actuelles sur les Stromatolites, est celle de C.D. Walcott (1914). La comparaison des Stromatolites précambriens de l'Amérique du Nord avec certaines constructions d'Algues actuelles (water biscuit) permet à cet auteur d'affirmer que les Stromatolites sont construits par des Algues et probablement par des Bactéries.

Les Stromatolites sont rangés dans la famille des Spongiostromata divisée par J. Pia (1926) en *Stromatolites* (constructions fixées au substratum) et *Oncolites* (constructions libres). Si l'on excepte les *Conophyton* qui, par leur degré d'organisation, ont toujours été traités à part, les Stromatolites sont classés depuis les descriptions des premiers auteurs en deux groupes, les *Collenia* qui, à l'origine (C.D. Walcott, 1914), étaient caractérisées par un empilement de lamelles à concavité tournée vers le bas et les *Cryptozoon* à concavité des lamelles orientée vers le haut. Ces définitions premières devaient être rapidement abandonnées, l'étude des Stromatolites montrant que les *Cryptozoon* étaient extrêmement rares et que leur origine organique n'était pas toujours clairement démontrée. On substitua alors au critère concavité des lamelles, le critère extension latérale de ces lamelles (fig. 49) ; les *Cryptozoon* furent alors définis comme des structures isolées en forme de massues, de dômes, de colonnettes, composées de lamelles hémisphériques à concavité tournée vers le bas et s'empilant verticalement, les *Collenia* comme des structures planaires formées par l'accolement de lamelles hémisphériques à concavité tournée vers le bas. A partir de cette classification binaire furent définis un certain nombre de types comme *Cryptozoon frequens* WALCOTT, *Cryptozoon occidentale* DAWSON, *Collenia undosa* WALCOTT,.. Ces types avaient selon les auteurs une signification variable. Certains y voyaient une distinction fondamentale relevant de la systématique (*Collenia* et *Cryptozoon* étant deux groupes différents), d'autres, les plus nombreux, parmi lesquels C.D. Walcott (1914), C.L. Fenton et M.A. Fenton (1937), pensaient qu'il ne s'agissait que de types distincts, la notion de genre et d'espèce ne pouvant pas s'appliquer au produit d'une activité organique. D'autres enfin, P.E. Cloud (1942 et 1945), K.B. Korde (1950 et 1953) et A.G. Vologdin (1955), non seulement rejettent la classification binaire, mais dénie aux Stromatolites tout intérêt stratigraphique ; leur forme est liée aux conditions de milieu et est sans rapport avec la nature des Algues constructrices. Ils ne peuvent être utilisés, et encore avec prudence, que comme indicateurs de faciès.



Structure de *Collenia* et de *Cryptozoon*

Figure 49

Cette opposition se retrouve actuellement parmi les chercheurs étudiant les Stromatolites, qui se regroupent en deux écoles. La première que l'on peut baptiser "école russe" est essentiellement composée de chercheurs ayant travaillé sur les formations anciennes d'U.R.S.S. et d'Afrique (Précambrien notamment) : N. Menchikoff (1946), L. Cahen, A. Jamotte, J. Leperanne et G. Mortelmans (1946), A. Riedel (1953), P. Raucq (1957), I.K. Koroljuk (1960) et I.N. Krylov (1963), M.E. Raaben

(1969), P.E. Cloud et M.A. Semikhatov (1969), J. Bertrand-Sarfati (1968 a, 1969, 1970 et 1972) et J. Bertrand-Sarfati et M.E. Raaben (1970). L'abondance des Stromatolites dans les terrains anciens de la Sibérie, du Congo, de la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, leur grande extension tant verticale qu'horizontale et l'absence de bons fossiles stratigraphiques, ont incité ces géologues à établir une stratigraphie basée sur ces "fossiles", certains niveaux paraissant bien être caractérisés par des formes particulières de Stromatolites. C'est ainsi que le niveau de roche carbonatée à *Conophyton ressoti* MENCHIKOFF, décrit par N. Menchikoff (1946) à Chenachane aux confins algéro-mauritaniens, se retrouve à 1.000 km au SW, dans la région d'Atar.

La seconde école, surtout anglo-saxonne, tire l'essentiel de ses conceptions de l'étude des Stromatolites actuels : R.N. Ginsburg et al. (1954) en Floride, B.W. Logan (1961) sur la côte occidentale de l'Australie, C.D. Gebelein (1969) dans les Bermudes et M. Black (1933) dans les Bahamas. Pour ces auteurs la forme des Stromatolites, très variable, dépend essentiellement du milieu environnant, profondeur, degré d'agitation des eaux, ampleur de la marée, fréquence et importance des tempêtes, variations de salinité..., et non des espèces d'Algues constructrices. Les conditions de milieu variant très rapidement, des formes différentes de Stromatolites peuvent être associées horizontalement ou se succéder verticalement.

En réalité nous verrons que cette opposition peut être nuancée ; les travaux récents de C.L.V. Monty (1965 et 1967) sur les Bahamas, qui reprennent les études de M. Black (1933), établissent un lien entre les conditions de milieu, l'espèce d'Algue constructrice et la forme extérieure du Stromatolite.

2) Etude des Stromatolites actuels

a) Signification de la texture stromatolitique

La texture stromatolitique se caractérise par l'alternance de deux couches : une couche claire qui est généralement la plus épaisse, et une couche sombre (hyaline) plus mince ; cette alternance est souvent irrégulière.

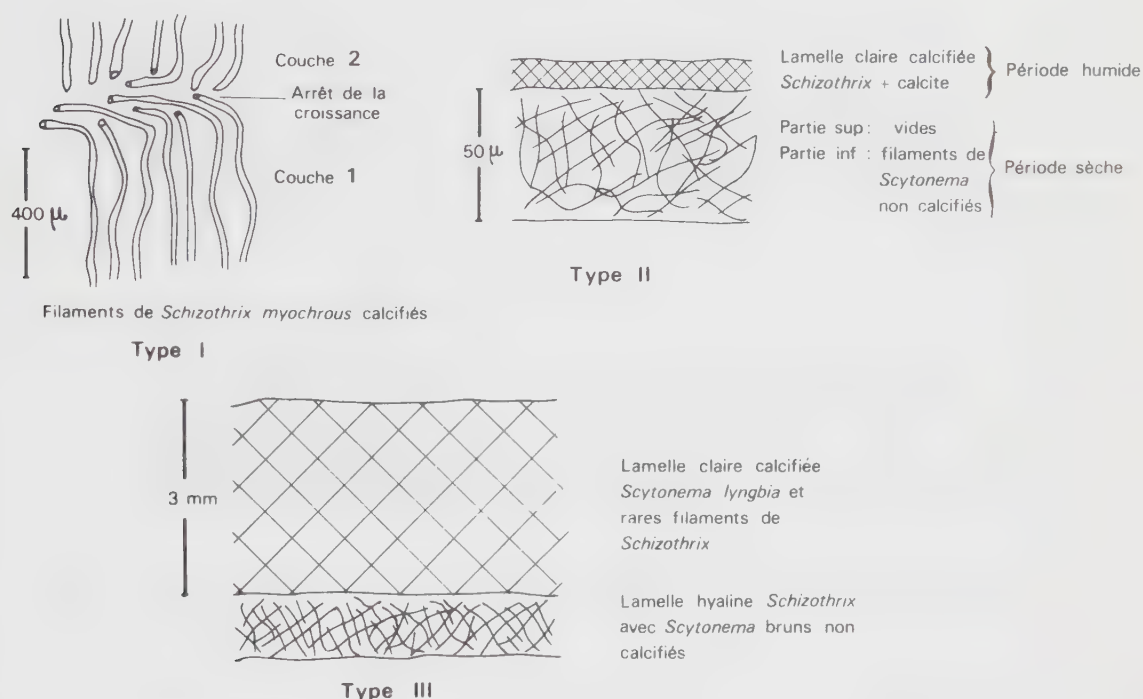
Pour M. Black (1933), la lamination des Stromatolites des Bahamas (île d'Andros) est due à l'alternance de *couches sédimentaires* piégées par les Algues, constituées de particules de carbonates montrant souvent un granuloclasement, les particules les plus grosses situées au toit de la couche atteignant 1.000 μ , et de *couches d'Algues* constituées d'espèces qui varient avec le type de Stromatolite considéré.

C.L.V. Monty (1967), reprenant l'étude de ces Stromatolites, distingue parmi les groupements supralittoraux, trois types de structure du tapis algal.

- Type I : dans ces Stromatolites à lamination peu nette l'architecture du tapis est formée par *Schizothrix myochrous* qui émet des filaments verticaux calcifiés de 30 à 50 μ de diamètre. Lorsque la zone supralittorale est émergée les filaments s'incurvent et deviennent horizontaux (fig. 50 a). La lamination est donc, dans ce cas, liée à la marée qui en couvrant et découvrant exceptionnellement la zone supralittorale favorise ou bien arrête la croissance de l'Algue.
- Types II et III : la lamination est bien visible macroscopiquement sur l'échantillon et marquée au microscope par l'alternance de couches claires calcifiées très enrichies en CO_3Ca et de couches hyalines composées presque uniquement d'Algues. Dans le type II (fig. 50 b), les couches calcifiées épaisses en moyenne de 10 μ , sont constituées de calcite en cristaux

xénomorphes ou en rhomboédres de 1 à 2 μ , mélangés à des *Schizothrix*, des *Aphanocapsa* et à quelques filaments calcifiés de *Scytonema*. Dans la partie supérieure du tapis algal, les couches calcifiées sont séparées par des vides de 20 à 100 μ , qui vers le bas se remplissent de filaments non calcifiés de *Scytonema* ; dans cet exemple, la couche sombre se forme par remplissage, après formation de la couche claire calcifiée susjacente.

Le type III est inverse du type II (fig. 50 c). Les lamelles calcifiées, épaisses de 2 à 5 mm dans la partie supérieure du tapis algal, sont constituées de filaments de *Scytonema* et *Lyngbya* calcifiés avec quelques *Schizothrix*. Les lamelles hyalines millimétriques sont formées de *Schizothrix* jaunes associés avec des *Scytonema* bruns non calcifiés. Les *Schizothrix*, à croissance rapide, sont supposés se former pendant les périodes humides tandis que les *Scytonema*, à croissance plus lente mais continue, se développent durant les périodes sèches.



Stromatolites de l'île d'Andros (Bahamas) zone supralittorale ; divers types de structure. Inspiré de C.V.L. MONTY 1967

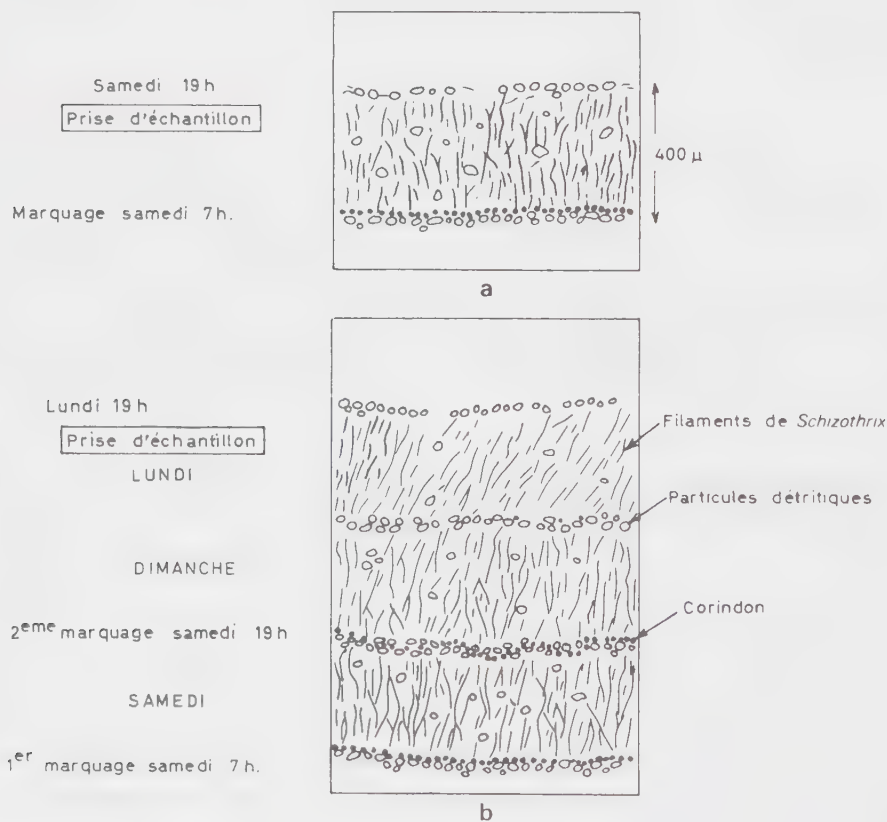
Figure 50

Les restes de structures organiques sont très rares dans les Stromatolites fossiles. Pour être fossilisés les filaments d'Algues, qui sont les structures les plus faciles à reconnaître en lame mince, doivent être calcifiés. Ce bon nombre de Cyanophycées, comme par exemple *Schizothrix* qui joue un rôle fondamental dans la construction des Stromatolites, ne calcifient par leurs filaments. La quasi-totalité des matériaux organiques non calcifiés est détruite lors de l'enfouissement et au début de la diagenèse.

Cette étude des Stromatolites supralittoraux de la côte ouest de l'île d'Andros montre que dans les types II et III, qui sont les plus importants, la lamination est due à l'alternance de deux espèces d'Algues, alternance elle-même fonction des variations d'humidité du milieu ; le caractère clair ou sombre est fonction de la plus ou moins grande importance des dépôts de calcite associés aux filaments d'Algues. Ces résultats sont confirmés par les études de P. Hommeril et M. Rioult (1965) sur *Microcoleus chthonoplastes* des côtes de Normandie. La lamination du sédiment

est constituée par l'alternance de couches de Diatomées colorées en rouille, de vase grise ou noire et de couches de Cyanophycées bleu vert. Ce doublet est répété 4 à 6 fois par centimètre.

Les études de la croissance des Stromatolites en dôme de la zone intertidale et subtidale des Bahamas (C.L.V. Monty, 1967) ont montré que la croissance journalière pouvait atteindre 600µ dans certaines circonstances. Dans les Stromatolites marqués le samedi au lever du soleil et collectés le même jour au coucher du soleil, les corpuscules traceurs de corindon se retrouvent au toit de la couche corpusculaire calcifiée (fig. 51 a). Dans les échantillons à nouveau marqués le dimanche au lever du soleil et collectés le lundi soir la seconde couche de corindon est surmontée de deux doublets (fig. 51 b). Ces expériences montrent que, dans ce cas précis, la couche hyaline filamenteuse se forme pendant la première partie du jour, tandis que la couche corpusculaire se forme pendant la deuxième partie du jour et (ou) durant la nuit. Pendant le jour les filaments d'Algues se développent activement et les particules détritiques ou biogènes se répartissent dans la masse algale ; pendant la nuit ou à la fin du jour, la croissance des algues est faible, les filaments se recourbent pour supporter la couche corpusculaire. Ce rythme peut être oblitéré par un apport bio-détritique très important lié par exemple à des périodes de tempête ; on ne distingue alors que de minces couches hyalines souvent interrompues au sein d'une masse claire calcifiée.



Marquage au corindon de Stromatolites de la zone infralittorale de l'île d'Andros (Bahamas) d'après C.L.V. MONTY (1967)

Figure 51

Ces données sont confirmées par les études de C.D. Gebelein (1969) sur les "biscuits d'Algues" des Bermudes. Ces Stromatolites subtidaux, qui vivent par des fonds de 1 à 2 m, se

présentent en petites intumescences généralement ellipsoïdales ayant au maximum 10 cm de diamètre et 6,5 cm de hauteur. La lamination, bien marquée, comprend une couche riche en particules détritiques, épaisse en moyenne de 1 mm, et une couche plus fine, 0,1 mm en moyenne, constituée essentiellement de débris d'Algues. La vitesse de croissance de ces structures a été mesurée en utilisant comme marqueur la poudre d'oxyde ferrique rouge insoluble et qui ne contrarie pas le développement du Stromatolite. Le doublet se forme en 24 heures comme dans l'exemple des Bahamas. La couche détritique se constitue en général pendant le jour, grâce à la croissance rapide de *Schizothrix calcicola* qui piège une grande quantité de sédiments (fig. 52). La couche algale, constituée par *Schizothrix calcicola* et *Oscillatoria submembranacea*, se forme surtout pendant la nuit, période pendant laquelle les filaments croissent dans le plan de la lamination.

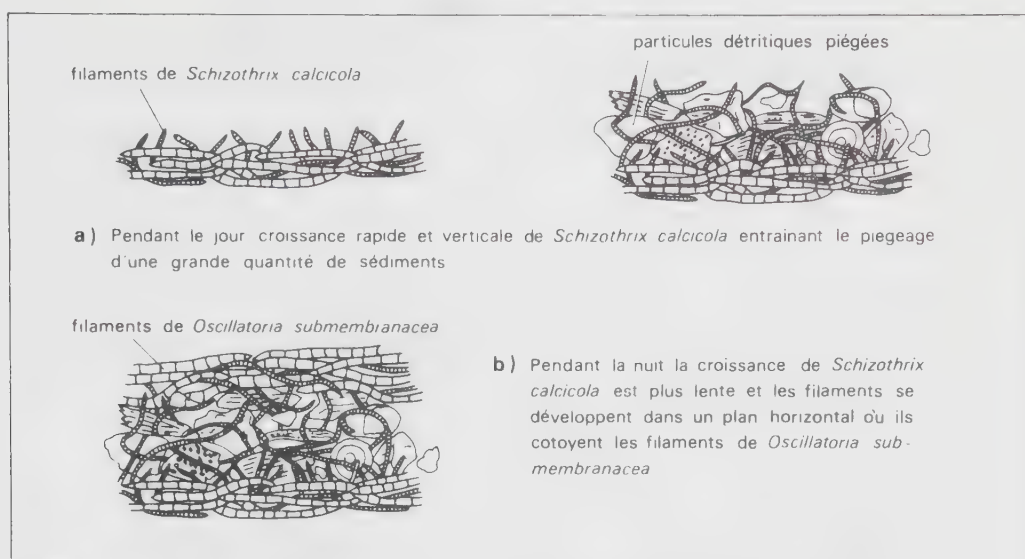


Figure 52. Croissance des "biscuits d'algues" subtidaux des Bermudes; formation d'un doublet en 24 heures d'après C.D. GEBELEIN (1969, fig. 14)

Cependant un doublet ne se forme pas nécessairement en 24 h. Pour les tapis de *Scytonema crustaceum*, il représente une semaine ou davantage, pour *Scytonema myochrous* de quelques semaines à une saison et pour *Rivularia haematites* de certains lacs australiens une année (C.L.V. Monty, 1967). Chez *Microcoleus chthonoplastes* (P. Hommeril et M. Rioult, 1965) il semble que deux doublets se forment par an : les couches vertes à Cyanophycées se formant au printemps et à l'automne, les couches rouges à Diatomées se constituant en été et en hiver. De ceci il résulte que le calcul de l'âge d'un récif stromatolitique à partir du comptage des laminations est très discutable.

La couche claire calcifiée, encore appelée couche corpusculaire, pose le problème de l'origine des carbonates et de leur mode de dépôt. Deux types de "précipitation" du CO_3Ca ont été décrits chez les Algues : une fixation mécanique de matériel terrigène, une précipitation physico-chimique et biochimique.

- Fixation mécanique par piégeage de matériel terrigène.

Un des premiers à avoir décrit ce phénomène est M. Black (1933) à propos des Stromatolites d'Andros ; pour cet auteur, la totalité des carbonates provient des sédiments détritiques capturés par les filaments du tapis algal. C.L.V. Monty (1967), qui a repris l'étude de ces Stromatolites, a montré que le problème était plus complexe et que, si le piégeage et l'agglutination par le mucus sécrété par les Algues était le phénomène le plus important dans les Stromatolites en dômes

La précipitation chimique dans l'intertidale et subtidale, par contre la précipitation chimique joue un rôle prépondérant dans les tapis laminés de la zone supratidale construits par *Scytonema myo-* et *Schizothrix calcicola*. Les carbonates précipités, dont la composition chimique est très différente de celle des carbonates du substratum pléistocène et des sédiments détritiques, se présentent en lame mince en nuages cryptocristallins à microcristallins.

Le piégeage a également été décrit par B.W. Logan (1961) chez les "*Cryptozoon*" et les "Stromatolites associés" de Shark bay sur la côte occidentale de l'Australie. Dans cet exemple, le matériel piégé est constitué de Foraminifères et de débris de coquilles qui sont, en grande partie, empruntés à des dunes littorales. Le piégeage est encore le processus essentiel qui intervient dans le développement des tapis et dômes stromatolitiques subtidaux des Bermudes (C.D. Gebelein, 1966).

Cette étude de la fixation des sédiments par les Algues a été reprise par P. Hommeril et M. Ricolt (1965) à propos de deux Algues des zones intertidale et supratidale des côtes normande et bretonne. *Rhodourmiella floridula* (Rhodophycée) se cantonne dans la zone intertidale rocheuse, le substratum dur étant nécessaire à son implantation. Ses filaments relativement gros croissent de façon clairsemée (fig. 53 a) et forment un filet qui tamise les particules en suspension (fig. 53 b). *Micromela oceanoplastes* (Cyanophycée), associé à d'autres Chlorophycées et Cyanophycées comme le genre *Lyngbya*, colonise la frange supralittorale et la partie supérieure de la zone intertidale, consolidant les vases sur de vastes surfaces. Les filaments rampent à la surface de la vase, formant un tapis qui localement peut dépasser 1 m d'épaisseur. Les dépôts successifs et la croissance rythmique de l'Algue donnent une structure avec laminations (fig. 53 c et d). Chez *Micromela oceanoplastes* les sédiments piégés sont fins, essentiellement argileux.

Précipitation chimique.

V.P. Maslov (1961 in I.N. Krylov, 1963) décrit 3 types principaux de précipitation du carbonate de calcium :

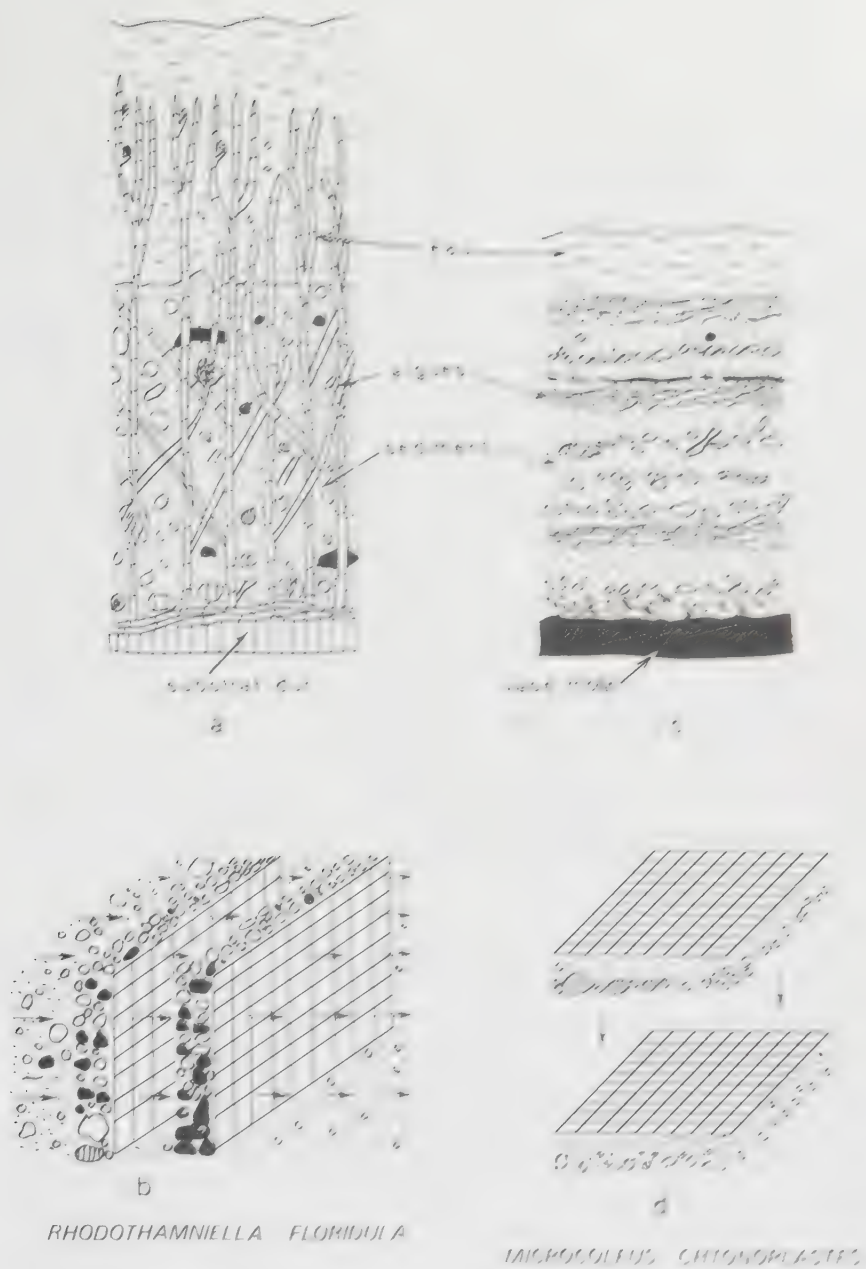
Dégagement organique de Ca^{++} chez certaines Characées et Rhodophycées. La teneur en Ca^{++} du suc cellulaire est élevée. A certains moments déterminés de la vie de l'Algue, commence une lente imprégnation des parois cellulaires par le $CaCO_3$.

Dégagement physiologique de Ca^{++} . Les Algues absorbent avec l'eau les sels qui s'y trouvent dissous et notamment $Ca(HCO_3)_2$ qui est décomposé dans les cellules ; CO_2 est assimilé et $CaCO_3$ est rejeté à l'extérieur et se dépose sur les parois des cellules.

Dégagement biochimique de Ca^{++} . Au cours de leur activité vitale les Algues absorbent le CO_2 du milieu environnant. Le pH change autour des colonies d'Algues et il y a précipitation à la surface des filaments de petits cristaux de calcite.

L'importance de la précipitation chimique des carbonates a été démontrée par C.L.V. Monty (1965) dans les Stromatolites de la zone supratidale de l'île d'Andros aux Bahamas. Nous aurons l'occasion de dire que, par leur morphologie, ces Stromatolites se rapprochent beaucoup de ceux de Shark Bay.

Dans l'édification des Stromatolites, piégeage et précipitation interviennent. Si le piégeage de sédiments terrigènes joue, dans certains cas, un rôle important (Shark bay en Australie, Bermudes, côtes françaises de Normandie et de Bretagne), il semble bien que la précipitation biochimique soit le processus essentiel qui soit intervenu dans l'édification des Stromatolites préhistoriques. C'est du moins ce qui semble ressortir des études des chercheurs russes synthétisées par V.P. Maslov (1960). Dans la sédimentation actuelle, outre les travaux de C.L.V. Monty (1965 et 1967), ceux de E.G. Purdy (1963 a et b) montrent le rôle prépondérant que jouent les organismes



Piégeage mécanique de sédiments par *Rhodothamniella floridula* et *Microcoleus chthonoplastes* [d'après P HOMMERIL et M. RIOULT (1965) , simplifié]

(Algues, Bactéries, Coraux) dans la précipitation des carbonates aux Bahamas.

Le problème de la nature des carbonates, formés dans les récifs à Stromatolites, a été peu étudié. C.L.V. Monty (1965) signale, dans les Stromatolites de la côte est de l'île d'Andros, la précipitation chimique de calcite magnésienne (5 à 10 % de MgCO_3) ; E.G. Purdy (1963 b) la présence d'aiguilles d'aragonite dans les Algues calcaires de la côte ouest (Great Bahama Bank). En Australie, dans la baie de Shark, les particules terrigènes et biogènes piégées par les tapis d'Algues sont cimentées par une précipitation d'aragonite.

Souvent, des dépôts de dolomite ont été décrits en association avec des Stromatolites actuels : L.V. Illing et A.J. Wells (1964) sur les côtes d'Arabie Séoudite, E.A. Shinn et R.N. Ginsburg (1964) sur les côtes de Floride et des Bahamas. La dolomite se forme dans une étroite bande côtière qui englobe la zone intertidale et supratidale. Sur les côtes ouest de la presqu'île de Qatar, isolées du Golfe Persique par une plateforme (Fig. 54), la salinité croît du lagon (30 à 35 g/l de chlorures) vers la sebkha, atteinte par les marées exceptionnelles, où elle dépasse 150 g/l de chlorures. De l'aragonite précipite de façon continue dans le lagon, ce qui entraîne l'augmentation du rapport $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ de l'eau ; les saumures riches en magnésium transforment l'aragonite de la sebkha et de la côte ouest du lagon, colonisée par les Stromatolites, en une boue épaisse visqueuse, brune, constituée de rhomboèdres de dolomite de 1 à 5 μ et de cristaux de gypse atteignant 13 cm de longueur. *Dolomite et gypse sont issus du remplacement diagénétique précoce de l'aragonite* ; deux datations de dolomite au C_{14} , confirment que la dolomitisation est actuelle.

Un processus voisin de celui décrit ci-dessus rend compte, selon E.A. Shinn et R.N. Ginsburg (1964), de la formation de dolomite à la limite des zones intertidale et supratidale des côtes de Floride et des Bahamas. Des cristaux de dolomite de 3 μ apparaissent dans une boue peltoïde associée à des dépôts carbonatés coquilliers et oolithiques, à des Stromatolites et à des mud-cracks. La zone où se sédimente la dolomite est alternativement émergée et immergée. L'évaporation de surface, accrue par les Algues, amène la concentration des sels dissous. La dolomite se forme par remplacement du carbonate de calcium des coquilles et des "pellets" ; le caractère diagénétique précoce de la dolomite est prouvé par des datations au C_{14} . *Une couche de 1,5 m de dolomie se serait formée en 5.000 ans.*

La précipitation directe de dolomite (dolomite syngénétique) paraît rare. Elle a été signalée par A.R. Alderman et H.C.W. Skinner (1957) et H.C.W. Skinner (1963) dans le bras de mer Coorong et dans certains lacs avoisinants du SE de l'Australie du Sud. Le précipité est formé d'un mélange extrêmement fin de calcite magnésienne ($\text{Ca}_{77}^* \text{Mg}_{23}$ à $\text{Ca}_{98} \text{Mg}_2$) et de dolomite calcique ($\text{Ca}_{56} \text{Mg}_{44}$ à $\text{Ca}_{50} \text{Mg}_{50}$) dans des proportions allant de calcite seule à 1 dolomite pour 1 calcite ; dans le sédiment les proportions varient de calcite seule à 4 dolomites pour 1 calcite. Il n'a jamais été observé de précipité formé uniquement de dolomite. Les carbonates précipitent dans les zones où les Algues sont abondantes et dans les eaux dont la salinité varie de 16 ‰ à 141 ‰ pour des pH compris entre 8,5 et 9,2. Ces précipités carbonatés forment des "laits blancs" s'étendant sur plusieurs centaines de mètres et d'aspect très comparables à ceux décrits sur la Trucial Coast du Golfe Persique par A.J. Wells et L.V. Illing (1964) et qui sont constitués d'une multitude de très fines aiguilles d'aragonite.

* 77 % molécules de Ca^{++} .

Cependant il semble que la dolomite se forme essentiellement par transformation de boues calcaires (dolomite diagénétique précoce) essentiellement aragonitiques par des saumures. En plus de la Floride, des Bahamas, et de la presqu'île Qatar où elle a lieu en présence de Stromatolites, cette dolomitisation a été décrite par K.S. Deffeyes, F.J. Lucia et P.K. Weyl (1964) dans l'île de Bonaire (Petites Antilles) au large des côtes du Vénézuëla, et par W.H. Taft (1961) sur les côtes sud de Floride. La dolomitisation se ferait dans des zones peu profondes, lagons, hauts-fonds, plateaux continentaux, selon deux processus principaux (G.M. Friedman et J.E. Sanders, 1967) : la *concentration capillaire* par évaporation de l'eau interstitielle des sédiments et précipitation de la dolomite (c'est selon ce procédé que se forment les croûtes calcaires) ; le "*seepage refluxion*" (J.E. Adams et M.L. Rhodes, 1960) que l'on peut traduire par courant de jusant de saumures où les saumures, lors de leur cheminement sur le fond en direction de la mer, dolomitisent les sédiments carbonatés poreux.

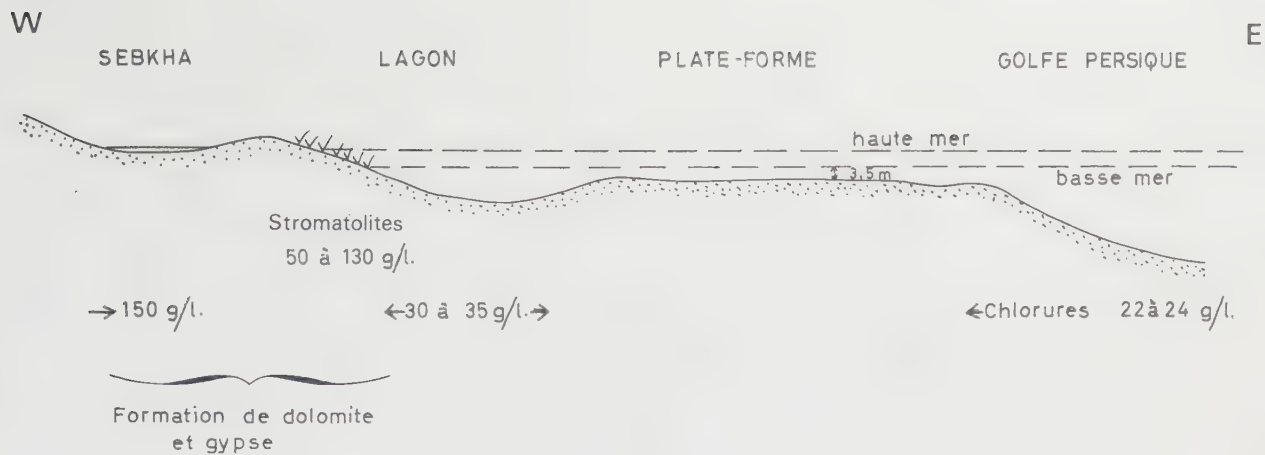
A. Michard (1969) a passé en revue les différents processus qui, dans les milieux actuels, conduisent à la formation de dolomite. Il en conclut que la formation de ce minéral dépend d'un certain nombre de facteurs ; elle est favorisée par une température et une salinité assez élevées, un fort rapport $\frac{Mg}{Ca}$ dans les eaux, des concentrations modérées en CO_2 et la présence de l'ion SO_4 qui, en fixant une partie du calcium, accroît la concentration relative du magnésium.

b) Conditions de milieu favorables au développement des Stromatolites actuels

La majorité des Stromatolites actuels sont marins et se cantonnent le long de la côte. C.L.V. Monty (1967) distingue dans la distribution des croûtes d'Algues de la côte est de l'île d'Andros, trois grandes ceintures : la ceinture à *Scytonema* dans la zone supratidale, la ceinture à *Rivularia* dans la zone intertidale et la ceinture à *Schizothrix* dans la partie inférieure de la zone intertidale et dans la zone subtidale. Ces trois ceintures paraissent avoir un caractère universel. Chaque zone est caractérisée par un type de structure bien particulier qui, en général, ne se retrouve pas dans les zones voisines. De même B.W. Logan (1961) décrit une zonation à l'intérieur des récifs de Stromatolites de Shark Bay (fig. 55). La base de la zone intertidale est colonisée par des "*Cryptozoon*" isolés en forme de massue qui deviennent coalescents dans la partie supérieure ; la zone supratidale est occupée par des Stromatolites en dômes peu marqués, alternant avec des formes en tapis subhorizontaux.

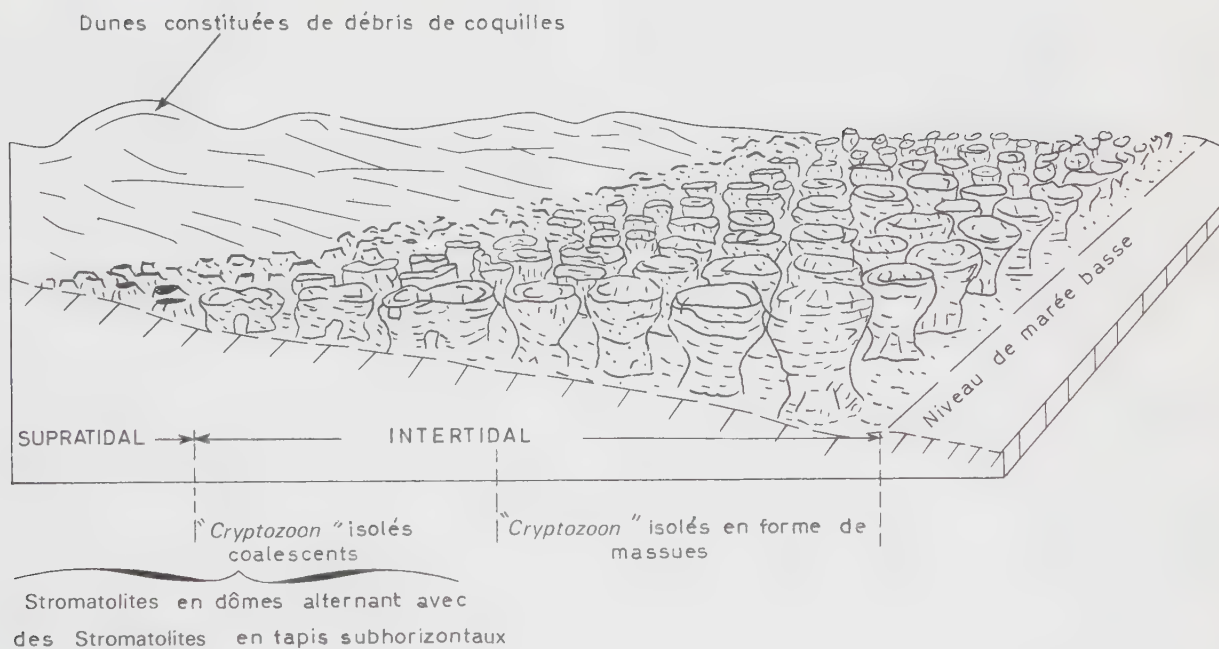
Dans son étude sur les Stromatolites actuels des Bermudes, C.D. Gebelein (1969) montre l'influence du milieu sur l'édification des constructions stromatolitiques (fig. 56). C'est ainsi que les "biscuits d'Algues" et les dômes se localisent, en général, à proximité des herbiers là où le taux de circulation des sédiments est compris entre 8 et 60 grammes par heure et par pied. Les dômes se forment de préférence là où la sédimentation est active tandis que les "biscuits d'Algues" s'accommodent d'une sédimentation faible. Les courants agissent sur la forme des dômes et des biscuits qui s'allongent parallèlement à ceux-ci. Ils agissent également sur la lamination qui, par exemple, est dissymétrique chez les biscuits ellipsoïdaux avec un épaississement net dans la partie qui fait face au courant. La figure 56 montre la distribution des Stromatolites subtidaux des Bermudes en fonction de la force des courants (houle, vague...) et du mouvement des sédiments sur le fond. Dans cet exemple, la morphologie des Stromatolites dépend presque entièrement de l'environnement dont les variations, mêmes faibles, peuvent entraîner des changements radicaux dans la structure des édifices stromatolitiques.

Ces trois exemples montrent clairement l'influence du milieu sur la forme des structures stromatolitiques ; cette idée a été particulièrement développée par B.W. Logan (ibid) qui con-



Coupe schématique des côtes ouest de la presqu'île de Qatar
(Arabie Séoudite)
inspirée des travaux de L.V. ILLING et A.J. WELLS (1964)

Figure 54



Zonation d'un récif de Stromatolites de Shark Bay (Australie)
d'après B.W. LOGAN (1961)

Figure 55

clut : "environmental differences within the intertidal milieu are responsible for the differentiation of Stromatolite form". Si de nombreux auteurs s'accordent pour attribuer au milieu un rôle important, les opinions divergent lorsqu'on aborde le problème du mode d'intervention du milieu. Pour B.W. Logan (ibid.), B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964), C.D. Gebelein (1969), il s'agit d'une intervention *directe*, la salinité, le degré de turbulence, la topographie du substratum, l'ampleur des marées, la fréquence des tempêtes, etc. déterminant la forme des Stromatolites. Pour M. Black (1933) et C.L.V. Monty (1967), le milieu agirait de façon *indirecte* en favorisant ou défavorisant le développement de telle espèce d'Algue ; c'est ainsi qu'aux Bahamas de longues émergences favorisent le développement des genres *Scytonema* et *Lingbya*, tandis que des immersions prolongées favorisent la croissance de *Schizothrix*. La plupart des Stromatolites actuels étant le résultat de l'activité d'une communauté d'Algues constituée de nombreuses espèces, le milieu, en permettant à une espèce ou à un groupe d'espèces de se développer au détriment des autres, intervient de façon indirecte sur la forme des édifices construits. Cette dernière opinion qui s'appuie sur l'étude des Stromatolites actuels des Bahamas paraît la plus vraisemblable ; elle est partagée par I.N. Krylov (1960) qui parle d'une action *oblique* du milieu.

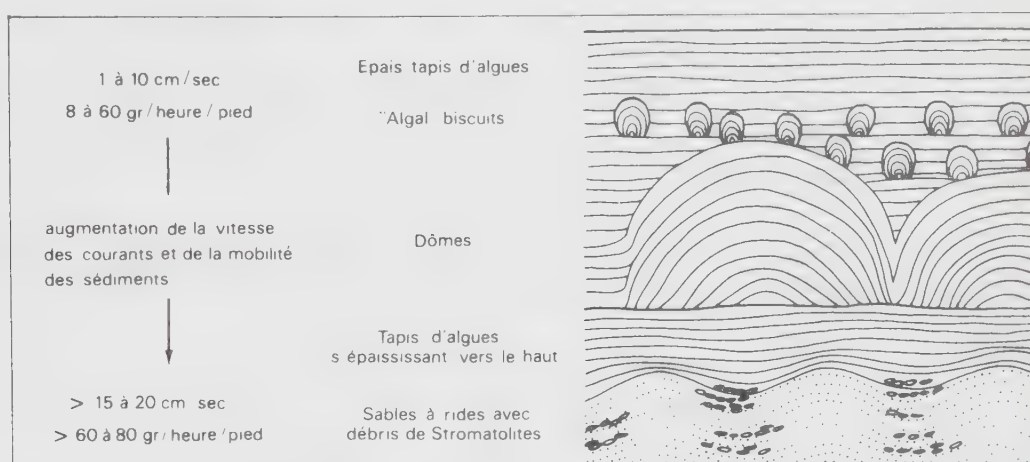


Figure 56 : Distribution des Stromatolites subtidiaux des Bermudes en fonction de la vitesse des courants et de la mobilité des sédiments d'après C.D. GEBELEIN (1969, fig. 19)

En résumé le milieu de formation des Stromatolites actuels (Bahamas, Bermudes, Floride, côte ouest de l'Australie, Golfe Persique) peut se caractériser par :

- des profondeurs très faibles. Les travaux de C.L.V. Monty (1967) et de B.W. Logan (1961) ont montré que la plupart des Stromatolites actuels étaient intertidaux et supratidaux. Les Bermudes font exception à cette règle puisque ce sont les formes subtidales (1 à 2 m de profondeur) qui sont les mieux représentées (C.D. Gebelein, 1969).
- une salinité extrêmement variable, mais dans de nombreux cas très importante. Aux Bahamas certains Stromatolites de la zone supratidale colonisent des dépressions karstiques remplies d'eau peu salée (salinité 18 ‰). A Shark Bay l'ensemble des Stromatolites vit dans la zone hypersaline caractérisée par une salinité comprise entre 56 ‰ et 65 ‰. Le caractère hypersalé se marque parfois par des dépôts de gypse (Golfe Persique). Les mud-cracks sont fréquents.
- un climat chaud et sec (désertique). La température de l'île d'Andros oscille entre 27° et 35° ; la pluviosité est comprise entre 100 et 150 mm. A Shark Bay le climat est franchement aride et la pluviosité ne dépasse pas 25 mm.
- une turbulence variable selon les types de structures stromatolitiques, mais généralement

assez faible (absence d'érosion mécanique importante) ; les Stromatolites se développent dans des baies ou sur des côtes abritées.

- une côte plate aux pentes assez faibles permettant un grand développement des zones intertidale et subtidale.
- une sédimentation carbonatée où les apports détritiques non carbonatés sont faibles. Par contre, les apports détritiques carbonatés, débris de coquilles, de squelettes d'Algues, Foraminifères... peuvent être abondants. Ainsi, aux Bermudes, les tapis d'Algues sont peu développés dans les zones où la sédimentation est très faible.
- la faible importance des organismes associés. A Shark Bay le peuplement est limité à quelques espèces marines capables de résister à de hautes salinités.

3) Comparaison des Stromatolites actuels et fossiles

a) Morphologie et lamination

Un certain nombre de formes décrites chez les Stromatolites actuels se retrouvent identiques, ou très voisines, chez les Stromatolites fossiles. C'est ainsi que certains Stromatolites du niveau 17 de la coupe 16 située au Nord de la passe chamelière de Serize (I_{7,26}) et du niveau 2 de la coupe 17 d'Aouinet ould Bou Derballa (I_{7,28}) sont très semblables, à la taille près, aux édifices construits par *Schizothrix myochrous* et *Schizothrix calcicola* dans la zone supratidale de l'île d'Andros (C.L.V. Monty, 1967, Pl. 4, photo. 3).

Le doublet, sans être caractéristique de la structure stromatolitique actuelle, se retrouve dans bon nombre de formes fossiles. C'est d'ailleurs le seul critère qui permette d'identifier les Stromatolites à laminations subhorizontales.

Cependant, alors que dans les formes actuelles le piégeage semble le processus dominant, il semble que, dans les formes fossiles, la précipitation biochimique ait joué un rôle essentiel. A l'appui de cette hypothèse on peut avancer les deux observations suivantes :

- la couche détritique ou corpusculaire est absente dans la lamination de nombreux Stromatolites fossiles
- la différence, souvent nette, de composition minéralogique et chimique du Stromatolite fossile et de la roche encaissante.

b) Milieu

Sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, les Stromatolites sont liés à deux types de milieux :

- les Stromatolites de I₂, décrits par Y. Péronne (1966) et R. Gouzes (1968) dans la région de Fort Gouraud, sont associés à des dolomies, des dolomies argileuses ou gréseuses, le plus souvent rouges avec géodes de barytine et minces lits de gypse caractéristiques d'une sédimentation marine ou lagunaire sursalée et d'un climat chaud et sec.
- les Stromatolites de I₄, I₅, I₆, I₇, I₉, I₁₁ de l'Adrar sont des dépôts de mer peu profonde qui peut être sursalée. Ils sont associés à une sédimentation détritique, fine, riche en glauconie avec de nombreux ripple-marks, empreintes de courants et traces d'émersion.

Dans le Cambrien du Maroc (G. Choubert, R. Du Dresnay et J. Hindermeyer, 1950 et G. Choubert, J. Hindermeyer et H. Hollard, 1952 a et b), les *Conophyton* et les "*Collenia*" sont associés à des formations à caractère lacustre ou lagunaire, alors que les faciès marins francs sont

caractérisés par une faune de Trilobites et d'Archaeocyathidés.

Ainsi définis, les milieux de formation des Stromatolites de l'Adrar et du Maroc sont très voisins de ceux que nous avons décrits à propos de Stromatolites actuels ; il semble donc que les conditions favorables au développement des Stromatolites soient restées relativement constantes au cours des temps géologiques. Cependant sur un point important, qui est celui de la répartition géographique, la comparaison entre Stromatolites actuels et fossiles n'est plus possible. Alors que les Stromatolites actuels sont limités à une étroite bande côtière (zone médio-littorale et, à un degré moindre, zone supralittorale et infralittorale), les Stromatolites anciens occupent aussi bien en Afrique (L. Cahen, A. Jamotte, J. Lepersonne et G. Mortelmans, 1946; N. Menchikoff, 1946 ; A. Riedel, 1953), qu'en U.R.S.S. (I.K. Koroljuk, 1960 ; I.N. Krylov, 1963) et aux Etats-Unis, d'immenses surfaces et se suivent sur des centaines de kilomètres au point qu'ils sont très souvent utilisés, à l'échelle régionale, comme niveau repère dans la stratigraphie des terrains précambriens. B.W. Logan (1961), dans son étude des Stromatolites actuels de Shark Bay, a insisté sur cette opposition : "These considerations apply to the Stromatolite forming algal mats which are limited to the intertidal zone of the hypersaline bay heads, and one must wonder about the implications of this restriction with reference to the widespread occurrence of stromatolites in the Precambrian". Si l'on admet que l'écologie des Stromatolites a peu varié, leur très grande extension au Précambrien supérieur sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni implique l'existence d'immenses bassins marins très peu profonds sans grands apports détritiques, et dont on ne connaît aucun équivalent actuel.

Toutefois les Stromatolites ne caractérisent pas toujours les très faibles profondeurs. P.E. Playford et A.E. Cockbain (1969) ont montré que, dans le Dévonien de l'Ouest de l'Australie, des Stromatolites vivaient à des profondeurs d'environ 45 m sur la pente externe d'un récif. Ces Stromatolites, où dominent les formes en colonnes, fixaient les sédiments contribuant à maintenir la forte pente (10 à 35° et même 55°) du flanc externe du récif.

4) Classification des Stromatolites

a) La classification de V.P. Maslov

V.P. Maslov dans une série de publications s'échelonnant de 1937 à 1962 a été le premier à proposer une classification des Stromatolites. Cette systématique est basée sur la structure des laminations. Les Stromatolites à couches convexes vers le haut, en coupoles, sont regroupés sous le type *Collenia* ; ceux à couches coniques sous le type *Conophyton*. Par la suite plusieurs types nouveaux furent créés englobant les Stromatolites à structure complexe ou peu nette (fig. 57). Ces types étaient subdivisés en espèces à partir de caractères secondaires.

b) La classification de R. Rezak (1957)

Cette classification, basée sur l'étude des Stromatolites de la série précambrienne de Belt, différencie 4 types :

- les Stromatolites à couches convexes vers le haut et commençant leur croissance sur le substratum par des piliers *Cryptozoon*
- les Stromatolites à couches convexes vers le haut et débutant leur croissance à la surface du substratum *Collenia*
- les Stromatolites formés de couches concaves vers le haut *Newlandia*

- les Stromatolites formés de cônes *Conophyton*

Cette systématique simple est en fait peu pratique, la plupart des Stromatolites se regroupant dans les groupes des *Collenia* et des *Cryptozoon*.

c) La classification de I.K. Koroljuk (1960)

Trois types de Stromatolites sont individualisés (fig. 58) : les Stromatolites en couches continues, les Stromatolites en nodules et les Stromatolites en piliers. Ce dernier type est subdivisé, d'après les caractères de la paroi des piliers (fig. 59), en 4 sous types. Le principal mérite de cette classification est d'avoir tenté, à l'aide de critères simples comme la structure des piliers, de subdiviser l'énorme masse des Stromatolites rangée dans le type *Collenia*. Cependant l'emploi de critères particuliers, tels la nature des arcs, leur convexité, leur épaisseur (fig. 59) pour subdiviser types et sous-types en groupes, diminue le caractère général de cette classification et rend son utilisation peu pratique.

d) La classification de I.N. Krylov (1963)

Cette classification conserve les grandes lignes de la systématique de I.K. Koroljuk en reprenant certains points de détail ; une dénomination latine binaire est adoptée bien qu'il s'agisse d'une classification purement morphologique. Les caractéristiques des biohermes servent à établir les types et sous-types. Les groupes et formes sont individualisés à partir des caractères des piliers. En revanche, et contrairement à I.K. Koroljuk (1960), la forme des arcs, le type de stratification, la nature des couches, bien que décrits en détail, ne sont pas utilisés dans la classification.

A partir de ces critères, 3 types et 4 sous-types sont distingués :

- les Stromatolites en couches, constitués de microcouches s'étendant en travers de tout le Stromatolite.
- les Stromatolites en pilier-couches où les piliers sont unis par des couches.
- les Stromatolites en piliers nettement individualisés ; ce dernier type étant subdivisé en quatre sous-types
 - . en nodules : piliers isolés bien individualisés
 - . en pilier-nodules : piliers étroitement rapprochés
 - . en piliers branchus bien individualisés et séparés les uns des autres par un ciment
 - . en cônes (groupe des *Conophyton*) ; ce groupe est mal connu, les arcs coniques se rencontrant dans différents stromatolites en piliers et n'étant pas l'apanage d'un seul groupe.

e) La classification de B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964)

Contrairement aux classifications précédentes, la classification de B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964) est basée essentiellement sur l'étude des Stromatolites actuels. Les Stromatolites sont classés d'après le mode d'arrangement dans l'espace d'un motif simple qui est une lamelle hémisphérique (tabl. VI). Pour ces auteurs les Stromatolites n'ont aucune signification biologique, leur forme ne dépend que du milieu environnant et de ses variations ; chaque type de Stromatolite décrit caractérise un environnement particulier, zone calme, zone exposée à l'action des vagues, etc.

Le principal avantage de cette systématique est sa simplicité ; chaque Stromatolite peut être

ONCOLITES



Osagia



Ottonosia



STROMATOLITES



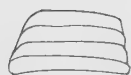
Collenia



Collenia en piliers



Collenia en éventail



Crustella



Globulella



Conocollenia



Conophyton



Tubistromia

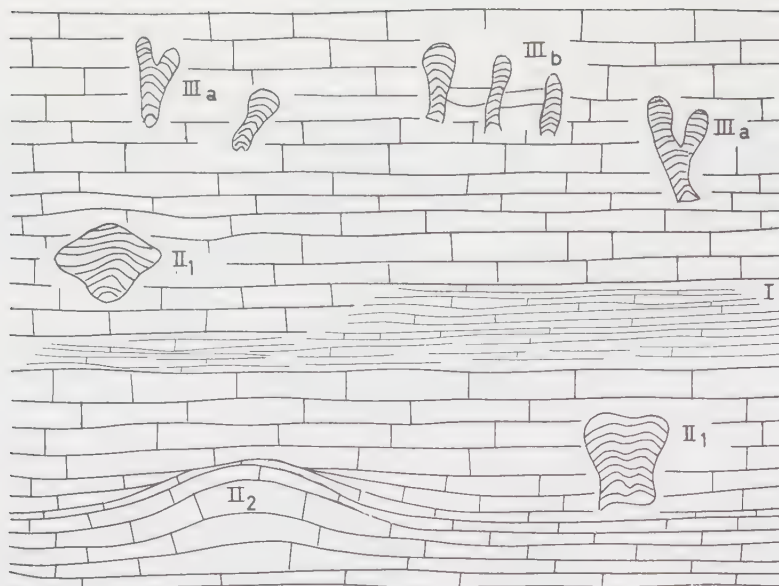


Saccus



Macronubecularites

PRINCIPAUX TYPES MORPHOLOGIQUES DE STROMATOLITES
d'après V.P. MASLOV (1960) in I.N. KRYLOV (1963)

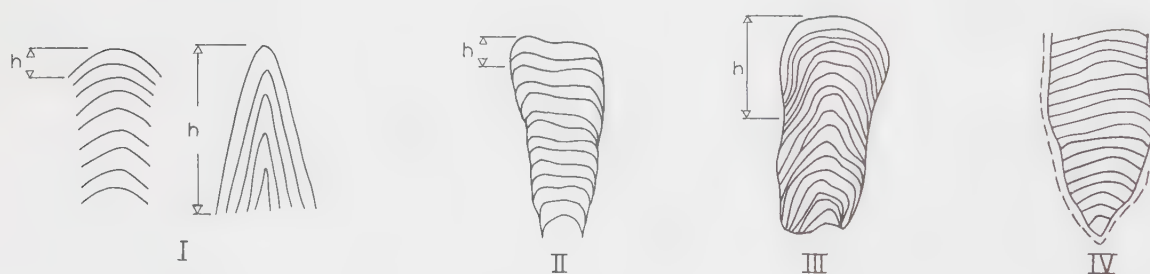


TYPES DE CONSTRUCTIONS STROMATOLITIQUES d'après I.K. KOROLJUK (1960)

in I.N. KRYLOV (1963)

I: Stromatolites en couches; II: Stromatolites en nodules, II₁ type *Collenia*, II₂ constructions en miches; III: Stromatolites en piliers III_a piliers isolés III_b piliers liés.

Figure 58



STRUCTURE DES PILIERS DES STROMATOLITES d'après I.K. KOROLJUK (1960)

in I.N. KRYLOV (1963)

I: pilier sans paroi; II: pilier à paroi mince; III: pilier à paroi complexe, épaisse; IV pilier à paroi constituée de tissus spéciaux; h: hauteur des arcs.

Figure 59

rattaché sur le terrain sans difficulté et rapidement à un type. Son principal inconvénient dérive de sa conception même ; des individus très différents par la taille et la forme se trouvent rattachés au même mode. C'est ainsi que seront qualifiés de LLH-C des formes aussi différentes que les Stromatolites en bulbe d'oignon ou en sous-marins de $I_{9,35}$ (voisins du type II_2 de I.K. Koroljuk, 1960, fig. 42) et les Stromatolites de I_7 , I_9 et I_{11} constitués de lamelles hémisphériques coalescentes formant des bancs subhorizontaux et non des dômes.

f) La classification actuelle des auteurs russes, notamment d'après les travaux de V.A. Komar, M.E. Raaben et M.A. Semikhatov

Cette classification, qui comprend quelques variantes selon que l'on s'adresse à l'un ou l'autre de ces auteurs, est le prolongement et le perfectionnement de la classification de I.N. Krylov (1963). Il faut souligner la remarquable continuité des travaux soviétiques sur les Stromatolites, A.G. Vologdin étant le seul à s'écarter de cette ligne de recherche en tentant de fonder sa classification sur les structures organiques microscopiques.

Nous résumerons cette classification à partir de deux publications récentes en langue anglaise de M.E. Raaben (1969) et P.E. Cloud et M.A. Semikhatov (1969). Cette classification n'intéresse que les Stromatolites en colonnes et ceci pour deux raisons : les études menées sur le Précambrien d'U.R.S.S. ont montré que ces formes étaient les meilleurs marqueurs stratigraphiques, et, de plus, ces structures sont les plus faciles à étudier et caractériser.

Deux critères sont utilisés par les auteurs russes : la morphologie des colonnes et de leurs excroissances et la texture de la lamination.

- Critères morphologiques

- . forme des colonnes qui peuvent être cylindriques, subcylindriques, en forme de calice, variable avec une partie centrale cylindrique bien développée et une zone étroite à la base et large au sommet
- . taille des colonnes
- . mode de ramification qui peut être passif, si les ramifications ont un axe parallèle à celui du tronc, ou actif, si les ramifications sont inclinées ce qui entraîne une augmentation vers le haut du diamètre de l'édifice stromatolitique.

Forme des colonnes et mode de ramification ne sont pas indépendants. C'est ainsi que les Stromatolites cylindriques se ramifient passivement alors que ceux en forme de calice se ramifient activement.

- . forme de la lamination dont la courbure, l'épaisseur varient. La terminaison de la lamination sur les flancs des colonnes sert à distinguer certains groupes.

- Texture de la lamination

Elle peut être globuleuse, lenticulaire, filamenteuse... Texture et morphologie ne sont pas liées puisqu'on peut retrouver une même texture dans des Stromatolites de forme différente. Cependant deux Stromatolites ayant la même forme ont toujours la même structure.

Selon M.E. Raaben (1969), les Stromatolites en colonnes peuvent être subdivisés en quatre super-groupes en utilisant comme critère la forme des colonnes et le mode de ramification :

- *les Conophytonida*, cylindriques, non ramifiés, à section ronde ou ovale formant fréquemment des récifs stratiformes ou lenticulaires. On y distingue deux groupes : les *Conophyton* à laminations coniques, nettement épaissies dans leur zone centrale et les *Collonella* à laminations en dôme peu épaissies au centre.

- les *Kussiellida* subcylindriques se ramifiant passivement en petites colonnes. Exemple : *Kussiella* et *Jurusania*.
- les *Tungussida*, en forme de calice, à ramification active, qui donnent des formes buissonnantes. Les principaux genres, *Tungussia*, *Baicalia*, *Anabaria*, *Parmites*, *Poludia* se différencient par le degré d'inclinaison des colonnes et les caractéristiques de la surface des colonnes.
- les *Gymnosolenida*, étroits à la base, avec une portion centrale cylindrique, un sommet évasé et une ramification active. Les genres *Gymnosolen*, *Inseria*, *Boxonia* se distinguent par la terminaison des laminations et par leur texture.

g) La classification de J.D. Aitken (1967)

Cette classification s'appuie sur l'étude des Stromatolites et autres structures algales du Cambro-Ordovicien du Sud des Montagnes Rocheuses dans le territoire de l'Alberta au Canada. Dans ce Cambro-Ordovicien, les roches carbonatées d'origine algale sûre, ou probable, peuvent être classées en deux catégories. Dans la première se placent les roches à débris de squelettes d'Algues calcifiées dont l'origine ne prête pas à discussion. La seconde catégorie regroupe des roches que J.D. Aitken (1967) qualifie de cryptoalgales et où l'influence des Algues est supposée plutôt qu'observée.

Dans ces roches carbonatées cryptoalgales, J.D. Aitken distingue quatre grands groupes :

- les *Oncolites* formes libres où le piégeage est nul ou peu important, la quasi-totalité des carbonates étant précipitée
- les *Stromatolites* subdivisés en 4 sous-groupes d'après la morphologie ; ces subdivisions sont conçues pour être aisément utilisables sur le terrain
 - . les dômes formés de laminations calcaires ou dolomitiques avec des rares restes de filaments, des mud-cracks, des ripple-marks et des brèches intraformationnelles. Ces structures sont caractéristiques d'eaux peu profondes, peut-être hypersalines où les émergences étaient fréquentes. Le piégeage y est peu important.
 - . les colonnes, qui correspondent aux Stromatolites isolés (SH) de B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964), ont en général une lamination plus épaisse que celle des dômes et sont associées à des niveaux conglomératiques qui indiquent un milieu agité.
 - . les colonnes ramifiées, qui souvent deviennent coalescentes vers le haut, passant à des formes liées (LLH).
 - . les formes polygonales, à *lamination convexe vers le bas*, où les différents individus sont séparés par des cloisons carbonatées parfois recoupées par les laminations, sont associées à des conglomérats, des brèches, des roches carbonatées silteuses, sableuses ou argileuses. Ces formes, qui cohabitent souvent avec les dômes, sont morphologiquement voisines de certains Stromatolites actuels.
- les roches carbonatées à *lamination plane et discontinue* qui sont souvent associées aux formes polygonales et en dômes
- les *Thrombolites* qui sont des biohermes hémisphériques ou en miches, à surface irrégulière, souvent hérissée d'aspérités, pouvant atteindre 15 m de long et 6 m de haut. Ils sont caractérisés par une *absence de lamination*. La structure interne est grumeleuse, en caillots. Latéralement, ils peuvent passer à des Stromatolites en dôme qui peuvent également leur servir de

Stromatolites constitués de lamelles hémisphériques à concavité tournée vers le bas	Organismes fixés	Type L.L.H (laterally linked hemispheroids)	Mode L.L.H-C. (close)	
		Lamelles hémisphériques liées genre <i>Collenia</i>	Mode L.L.H-S. (spaced)	
		Type S.H. (stacked hemispheroids)	Mode S.H-C. (constant basal radius)	
		Empilement de lamelles hémisphériques genre <i>Cryptozoon</i>	Mode S.H-V. (variable basal radius)	
	Organismes libres	Type S.S. (spheroidal structures)	Mode S.S-I. (inverted stacked hemispheroids)	
		Structures sphériques	Mode S.S-C. (concentrically stacked spheroids)	
		Oncolites	Mode S.S-R. (randomly stacked hemispheroids)	

CLASSIFICATION DES STROMATOLITES A LAMELLES HÉMISPHERIQUES
d'après B.W. LOGAN, R. REZAK et R.N. GINSBURG (1964)

Tableau VI

Stromatolites à laminations subhorizontales continuous algal mats B.W. LOGAN (1961)	Organismes fixés	
Stromatolites constitués de cônes emboîtés à concavité tournée vers le bas (<i>Conophyton</i>)		
Stromatolites branchus en forme de candélabres; le corps est un <i>Conophyton</i> , les branches des Stromatolites de type S.H.-V. → L.L.H.-C. (<i>Jacutophyton</i>)		

CLASSIFICATION DES STROMATOLITES A LAMELLES NON HÉMISPHERIQUES

Tableau VII

h) La classification de H.J. Hoffmann (1969)

Constatant que les restes organiques sont rares, H.J. Hoffmann (1969) fonde sa classification sur des données morphologiques. L'unité de base choisie est un hémisphère dont on étudie le devenir au cours du développement du Stromatolite. Le point de départ est donc le même que celui de la classification de B.W. Logan *et al* (1964).

La forme du Stromatolite dépend de l'accroissement du rayon de l'hémisphère (Δr) et du déplacement vers le haut de son centre (Δu). Ce rapport $\frac{\Delta r}{\Delta u}$ est appelé, par H.J. Hoffmann (1969), facteur de croissance (fig. 60). En faisant varier les deux termes de ce rapport, on obtient diverses valeurs correspondant à diverses formes de Stromatolites.

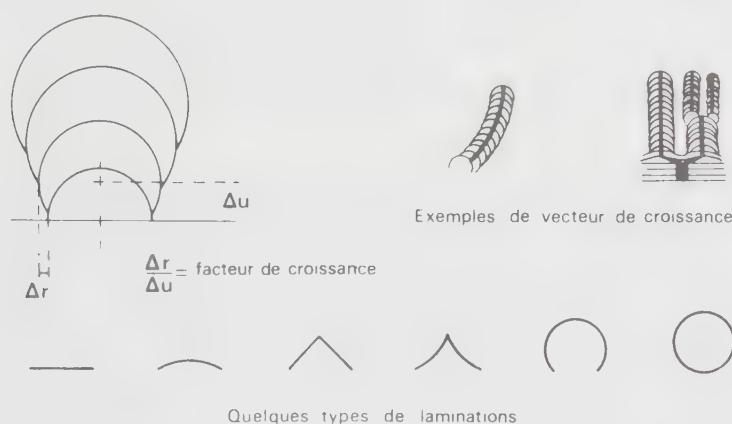


Figure 60 . Eléments de base de la classification des Stromatolites de H.J.HOFFMAN (1969)

Mais prendre comme unité de base l'hémisphère est une simplification rarement réalisée dans la nature où l'unité de base est le plus souvent une portion d'ellipsoïde. En combinant les variations de la courbure de l'ellipsoïde et du facteur de croissance, on obtient un catalogue des types de laminations dont quelques-uns ont été reproduits sur la figure 60.

Dans la nature, l'empilement des lamelles ellipsoïdes n'est jamais parfait, leurs taille et forme varient au cours de la croissance ce qui entraîne l'édification de structures complexes. Pour schématiser ces édifices compliqués, H.J. Hoffmann propose d'utiliser le vecteur de croissance qui joint les centres des laminations successives et dont le diamètre est fonction de la surface de chaque lamination (fig. 60). On obtient ainsi une représentation des Stromatolites simple et précise.

Si, à la forme des laminations, on adjoint d'une part un critère qui tient compte des relations entre laminations et, d'autre part, les caractéristiques de la terminaison des laminations (voir classification des auteurs russes), on possède suffisamment de critères pour proposer une classification des Stromatolites.

Le travail de H.J. Hoffmann a consisté essentiellement à établir, à l'aide d'un ordinateur, un répertoire complet de toutes les formes de Stromatolites pouvant exister. Le problème de la classification, qui consiste à introduire des coupures dans ce répertoire, n'a pas été abordé.

i) Avantages et inconvénients des diverses classifications

En schématisant un peu, on peut dire qu'il existe deux grandes classifications des Stroma-

tolites. La classification russe et la classification anglo-saxonne de B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964). On retrouve donc, à propos de la classification, l'opposition déjà signalée entre, d'une part les géologues ayant travaillé sur les séries anciennes et croyant à la possibilité d'utiliser les Stromatolites comme marqueurs stratigraphiques et, d'autre part, les géologues qui, étudiant l'actuel, insistent sur l'influence capitale de l'environnement sur la morphologie des Stromatolites.

La classification de B.W. Logan *et al* (1964) a l'avantage de s'appuyer sur l'étude de l'actuel. Il reste cependant à déterminer si les données fournies par les Stromatolites actuels sont applicables telles quelles aux formes fossiles qui montrent certaines particularités comme par exemple la faible importance du piégeage. Le second avantage de cette classification est sa simplicité. Elle est aisément utilisable par le géologue de terrain, encore que cet avis ne soit pas partagé par J.D. Aitken (1967, p. 1166). Enfin, troisième avantage, en liant Stromatolites et environnement, elle invite le géologue à prendre conscience de l'importance de l'environnement sédimentologique.

Le principal inconvénient de cette classification est son caractère trop schématique. Définir un Stromatolite à l'aide d'une formule est insuffisant. Ainsi deux Stromatolites morphologiquement très différents peuvent avoir la même formule. Un second point faible est la tendance qu'ont certains auteurs à compliquer cette classification par de multiples subdivisions, lui faisant perdre ainsi sa simplicité et sa facilité d'utilisation. A. Chaudhuri (1970), par exemple, dans son étude des Stromatolites précambriens du Sud de l'Inde, propose de subdiviser les formes isolées (SH) en quatre types, tandis que dans son étude des Stromatolites de la série d'Otavi (Sud-Ouest Africain), L. Krüger (1969) définit un type VCC-C ("*vertically arranged concentric cylindroids with constant diameter*") et deux types SC-C et SC-V ("*vertically stacked cones with constant - or variable - basal radius*").

La réussite de la classification russe est d'avoir largement contribué à l'établissement d'une stratigraphie du Riphéen (1650 - 600 MA) où plusieurs subdivisions sont basées sur les Stromatolites (tabl. VIII). Ces grandes subdivisions du Précambrien supérieur ont d'ailleurs été, au moins partiellement, retrouvées dans plusieurs régions du monde (M.F. Glaessner, W.V. Preiss et M.R. Walter, 1969 ; P.E. Cloud et M.A. Semikhatov, 1969 ; J. Bertrand-Sarfati, 1966 et 1970).

D'après M.E. Raaben (1969), le Riphéen et le Vendien d'U.R.S.S. renferment trois grandes communautés ou associations de Stromatolites (tabl. VIII), la plus récente étant subdivisée en trois sous-communautés. On distingue, de la plus ancienne à la plus récente :

- la communauté 1 formée de *Conophytonida* et de *Kussiellida* ; elle caractérise une partie (1500 - 1400 MA) du Riphéen supérieur
- la communauté 2 est formée de *Tungussida*, avec notamment *Baicalia*, et de quelques *Conophytonida* et *Kussiellida*. Elle caractérise une partie (1300 - 980 MA) du Riphéen moyen
- la communauté 3 est caractérisée par l'abondance des *Gymmosolenida* et comprend, de la base au sommet :
 - . sous-communauté 3a avec *Inseria*, quelques *Gymmosolen*, *Tungussia* et *Baicalia* (960 - 900 MA)
 - . sous-communauté 3b avec des *Gymmosolen* et quelques *Conophyton* (760 - 680 MA)
 - . sous-communauté 3c, correspondant grossièrement au Vendien, avec *Boxonia*, *Tungussia* et des *Conophyton* (675 - 600 MA)

		570 ± 10 MA	
VENDIEN	St 3a	000 tillite laplandienne	≈ 650 MA
		675 ± 25 MA	
RIPHEEN		Riph. supérieur	St 3a et b
		950 ± 50 MA	
		Riph. moyen	St 2
		1350 ± 50 MA	
		Riph. inférieur	St 1
		1650 ± 50 MA	

Tableau VIII : Le Précambrien supérieur d'U.R.S.S. : subdivisions et principales communautés de Stromatolites
 St = communauté de Stromatolites
 N.B. Les datations ont été obtenues par la méthode K/A appliquée à des glauconies.

La méthode d'étude des Stromatolites par coupes sériées est le second point fort de la classification russe. Cette méthode permet une observation minutieuse et conduit à une description détaillée et précise. Enfin, dernier point positif, le seul fait de croire en la possibilité d'utiliser les Stromatolites comme marqueurs stratigraphiques est un stimulant. Le Stromatolite est alors assimilé à un fossile stratigraphique et étudié en grand détail. Cependant, cette conception paléontologique de l'étude des Stromatolites conduit souvent les auteurs russes à négliger l'environnement sédimentologique. Le travail de terrain tend alors à se limiter à une simple récolte analysée ultérieurement en laboratoire. Un autre défaut de cette classification est d'avoir trop privilégiée l'étude des formes en colonnes. Un tel choix, alors que l'étude des Stromatolites n'en est qu'à ses débuts, est dangereux surtout lorsqu'on sait qu'il est en partie guidé par la relative facilité que présente la caractérisation de ces formes.

Pour terminer, nous dirons un mot de la position assez ambiguë de H.J. Hoffmann (1969), qui, bien qu'adoptant la méthode d'étude des géologues russes en lui donnant même un caractère plus rigoureux (utilisation de l'ordinateur), se refuse à introduire des coupures et donc à élaborer une classification. Ce refus d'individualiser des genres, des groupes... s'explique peut-être par l'emploi de l'ordinateur qui, en fournissant toutes les solutions possibles, impose l'idée d'un passage progressif entre les différentes formes. Mais il s'explique surtout par le doute, qu'exprime H.J. Hoffmann, sur la valeur biologique des critères utilisés dans les classifications (morphologie, structure de lamination...) et qui lui paraissent grandement influencés par l'environnement.

B - ETUDE DES STROMATOLITES DE LA SERIE 1 EN ADRAR

1) Choix d'une classification

Lorsqu'en 1960 nous avons abordé l'étude de l'Adrar de Mauritanie, le premier travail a été de préciser la stratigraphie établie par Th. Monod (1952). La simplicité de la structure et les bonnes conditions d'affleurement ont permis d'établir assez aisément une succession stratigraphique détaillée. A aucun moment nous n'avons utilisé les Stromatolites comme marqueurs stratigraphiques. Au contraire, l'idée directrice était de n'aborder l'étude des Stromatolites qu'une fois l'échelle stratigraphique établie et, si possible, calée dans l'échelle des temps par quel-

ques mesures géochronologiques.

Cette démarche est inverse de celle de beaucoup de géologues qui, étudiant des séries souvent plissées, parfois métamorphiques, affleurant de façon discontinue, sont amenés à utiliser le Stromatolite comme un fossile stratigraphique, un chrono-marqueur. C'est la démarche suivie par les auteurs russes et, en Afrique occidentale, par J. Bertrand-Sarfati. Nous voyons là comment les données locales peuvent contribuer à orienter l'étude d'un problème dans un sens plutôt que dans l'autre.

La classification utilisée est celle de B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg (1964). C'était, en 1965, la seule classification cohérente accessible au géologue qui s'intéressait au problème des Stromatolites sans pour cela en faire une spécialité. En effet, à cette époque, les travaux des géologues russes n'étaient pas diffusés en Europe et ils n'étaient connus que de quelques très rares spécialistes.

Plus qu'une classification, ce qui manque au géologue, qui désire dépasser le stade *Collenia - Cryptozoon*, c'est un vocabulaire et une méthode d'étude qui permettent de décrire précisément ces structures. Pour chaque forme de Stromatolites, nous avons essayé de compléter la formule, dérivée de la classification de B.W. Logan *et al.* (1964), par une description détaillée, un dessin, une photographie. Cette classification ne concernant que les Stromatolites à lamelles hémisphériques, trois autres types de Stromatolites ont été ajoutés : les Stromatolites à lamina-tions subhorizontales, les *Conophyton* définis par V.P. Maslov (1937, 1939) et les Stromatolites branchus, ou *Jacutophyton*, avec pour tronc un *Conophyton* et pour feuillage des Stromatolites de type LLH.

A partir de 1968, J. Bertrand-Sarfati a repris l'étude des niveaux à Stromatolites de l'Adrar en utilisant les méthodes et la classification des auteurs russes. Les déterminations binominales, ajoutées à la fin de certaines coupes des groupes d'Atar et de Tifounke, ont été empruntées à ce travail en cours de publication.

2) Etude des Stromatolites de I₅,14 dans la région de Ksar Torchane et de Tezegraz

a) Description

Ces Stromatolites sont à rattacher au type branchu ou *Jacutophyton* ; ils sont très voisins de ceux décrits à Chenachane par N. Menchikoff (1946) sous le nom de *Conophyton ressoti*

En Adrar ils ont été décrits pour la première fois par I. Mc Phee, D.D. Anderson et C. Muret (1958). Le plus beau gisement se situe le long de la piste d'Atar à Fort Gouraud, au Nord du village de Ksar Torchane, à proximité de l'ancien poste militaire de Tod. Dans ces Stromatolites branchus en forme de candélabre, on distingue nettement (fig. 61 et pl. photo. II A) un tronc et un feuillage.

- le *tronc* est constitué par un *Conophyton* de 15 à 40 cm de diamètre, dépassant parfois 3 m de hauteur. Les coupes axiales du *Conophyton* montrent une succession de cylindres, coniques à leur partie supérieure, emboîtés les uns dans les autres et à concavité tournée vers le bas. La forme générale est celle d'un énorme pain de sucre ou d'un obus étiré. Sur les coupes transversales, on distingue une série d'enveloppes emboîtées, circulaires, plus rarement ellipsoïdales ou en forme de citron ou de poire, en relief ou en creux selon leur dureté, de couleur bleu foncé, ocre ou orangé clair.

- le *feuillage* est constitué de branches irrégulières s'entremêlant, se renflant, se dédoublant ; il est en fait beaucoup plus irrégulier que celui représenté sur le schéma de la figure 61. Les branches sont longues de 0,20 à 1 m et sont particulièrement abondantes dans la partie sommitale du tronc. Elles sont constituées par un empilement de lamelles hémisphériques centimétriques de type SH-V à la base passant rapidement à un type LLH-C. En coupes transversales le feuillage apparaît en trainées concentriques souvent peu nettes ; certaines coupes passant à la partie supérieure de l'édifice stromatolitique ne recoupent que le feuillage, le tronc est absent (fig. 61).

Quelques échantillons montrent en sections axiales, à leur sommet, une *coiffe* de 10 cm de large et 10 cm de haut, constituée de lamelles hémisphériques de type SH-V très enveloppantes (piliers à parois complexes et épaisses de I.K. Koroljuk, 1960). Cette coiffe porte des branches identiques à celles décrites ci-dessus (fig. 62 et pl. photo. II A).

Ces Stromatolites branchus évoquent, à première vue, les *Calamites* du Houiller, ce qui explique peut-être la confusion de H. Hubert (1926) et du Capitaine Huguet (1927) qui les ont d'abord considérés comme des troncs d'arbres calcifiés.

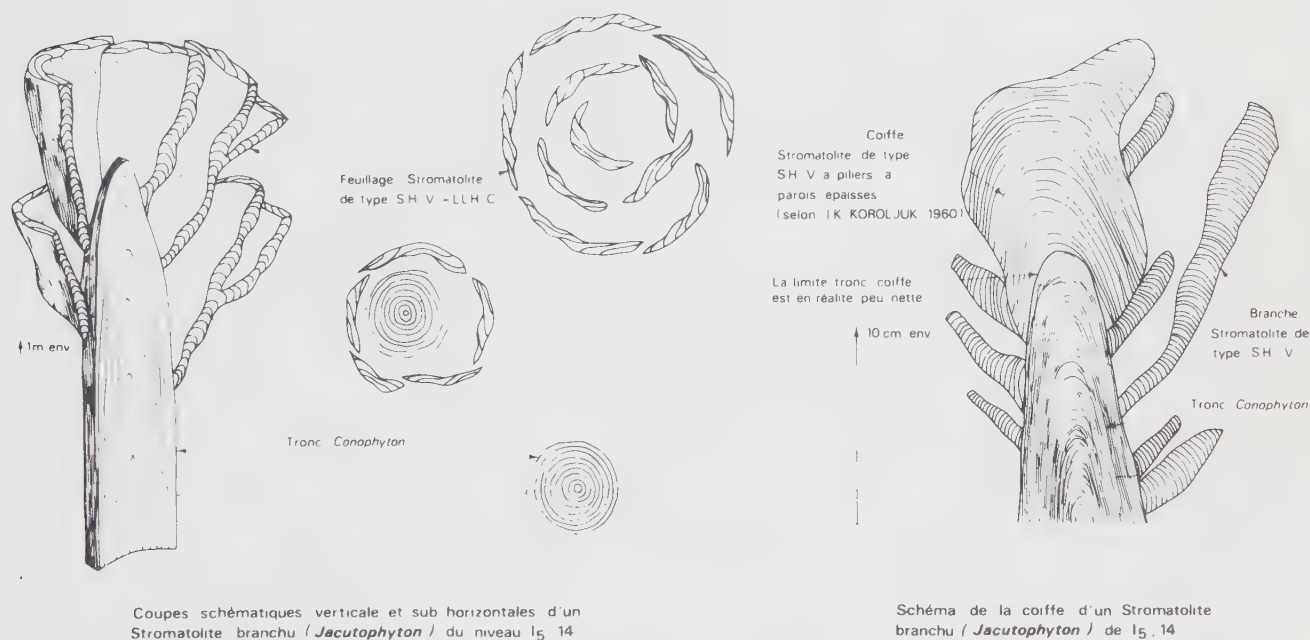


Figure 61

Figure 62

Le point important à retenir est l'association, dans le même édifice stromatolitique, d'un Conophyton et d'un Stromatolite à lamelles hémisphériques. La coupure introduite par certains auteurs dans la systématique des Stromatolites entre *Collenia* (Stromatolites à lamelles hémisphériques) et *Conophyton*, organismes présentant un type d'organisation beaucoup plus évolué, n'est donc pas fondamentale.

b) Etude des Stromatolites déformés

Ils ont été signalés et décrits par Th. Monod (1953 et 1954) au voisinage de Ksar Torchane. La déformation est bien visible sur le tronc dont la section prend la forme d'un citron, d'une poire (fig. 63) plus rarement d'une ellipse, d'une dent ou d'un casque ; le feuillage est apparemment indemne de toute déformation. Des formes parfaitement circulaires et des formes ellip-

soïdales peuvent avoisiner sur la même dalle calcaire. L'étirement se fait selon un plan subvertical de direction moyenne N 90° (fig. 6'). Cependant il n'est pas rare de voir côte à côte deux Stromatolites étirés selon des directions fort différentes. A Terouane, 6 km au Nord d'Atar, sur un affleurement de 1 m², voisinent un *Conophyton* parfaitement circulaire, un *Conophyton* ellipsoïdal étiré N 110° et un *Conophyton* en poire étiré N 75°.

La plupart de ces déformations ont un style souple et paraissent s'être produites alors que le sédiment n'était pas encore consolidé. Dans les sections de Stromatolites en forme de citron et de poire les laminations externes sont décollées les unes des autres, le coeur est peu déformé. Le ciment est indemne de toute cataclase. Les déformations cassantes sont rares ; des diaclases radiales verticales et des diaclases horizontales tronçonnent le *Conophyton* en cylindres et secteurs de cylindres de quelques dizaines de centimètres de hauteur. Les stylolites sont très rares ; épais en moyenne de 1 mm ils sont soulignés par des carbonates spathiques.

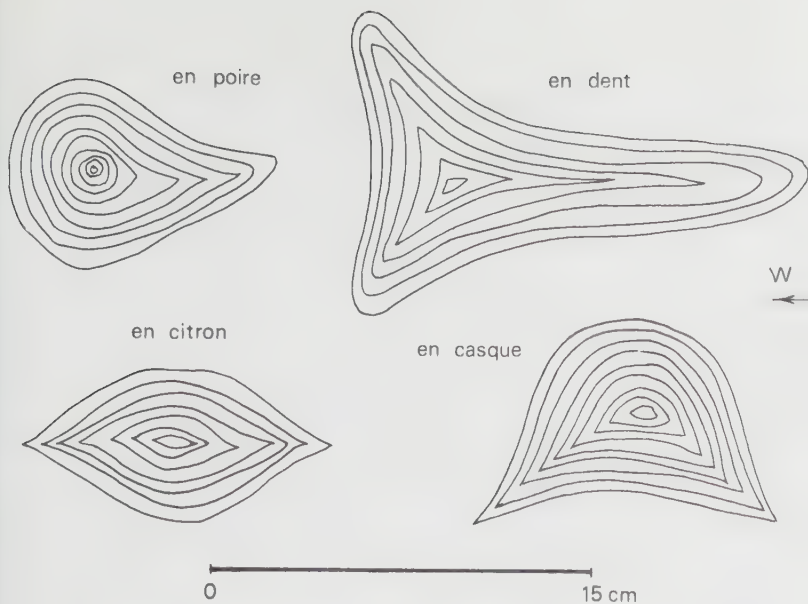
Plusieurs hypothèses ont été avancées quant à l'origine des *Conophyton* déformés :

- une origine tectonique. Th. Monod (1953) a pu reproduire expérimentalement des *Conophyton* ellipsoïdaux par déformation de *Conophyton* cylindriques composés de couches de plastiline de différentes couleurs. Le cylindre enrobé dans un parallélépipède de plastiline non colorée est soumis à la pression latérale d'un piston dans une boîte fermée possédant sur deux de ses faces des perforations destinées à évacuer la plastiline en excès. Sur les coupes perpendiculaires à l'axe du "cylindre" le décollement des laminations selon l'axe d'étirement est fidèlement reproduit (Th. Monod, 1953, fig. 8 et 9).
- dans son étude de la série "infracambrienne" d'El Thlethyate, J. Sougy [1961 (1964)] décrit, sous le nom de *Conophyton ressoti* var. *jacqueti*, des Stromatolites ellipsoïdaux très voisins de ceux des niveaux 14 et 20 de l'Adrar. Le ciment dolomitique ne montrant aucun signe d'écrasement, l'auteur rejette l'hypothèse d'une origine tectonique et suggère que la direction constante de l'étirement des Stromatolites pourrait être liée à la présence d'un courant.
- certains affleurements de la région de Ksar Torchane suggèrent que chez quelques Stromatolites la déformation est liée au manque d'espace. S.P. Maplan (1964) aboutit à des conclusions voisines dans son étude des récifs de Stromatolites de la mine de cuivre de Mufulira en Rhodésie (système du Katanga). Au coeur du récif les Stromatolites en colonnes sont minces, serrés, les excroissances de l'un venant combler les dépressions du voisin ; par contre, vers le sommet, les Stromatolites s'épanouissent pour donner des *Cryptozoon* en forme de chou.

La présence côte à côte de Stromatolites déformés et non déformés nous paraît incompatible avec une origine tectonique bien que les figures reproduites expérimentalement par Th. Monod (1953) imitent fidèlement les formes observées sur le terrain. Toute hypothèse relative à l'origine de ces déformations doit tenir compte de deux faits : d'une part il ne s'agit pas d'un phénomène général, certains Stromatolites étant indemnes de toute déformation, d'autre part la déformation a une direction E-W quasi constante dans la région de Ksar Torchane. Il semble que la solution soit plutôt à rechercher, soit dans une influence du milieu (courants, vagues, marée,...), soit dans la présence, côte à côte, de deux espèces différentes.

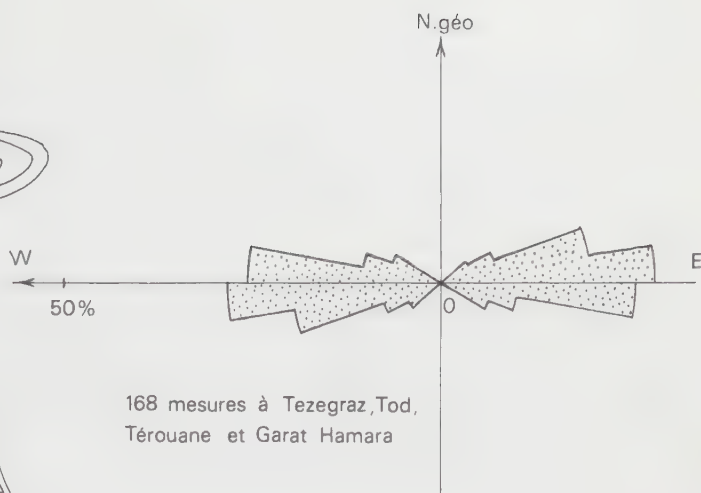
c) Description microscopique

La texture stromatolitique est caractérisée par un doublet couche sombre - couche claire. La couche sombre ou hyaline a une épaisseur très variable de 30 à 900 μ et est constituée de micrite ou de microsparite, en cristaux de 2 à 20 μ. La couleur gris sale est liée à la réflexion de la lumière sur les parois des petits cristaux. Dans certaines couches particulièrement fines



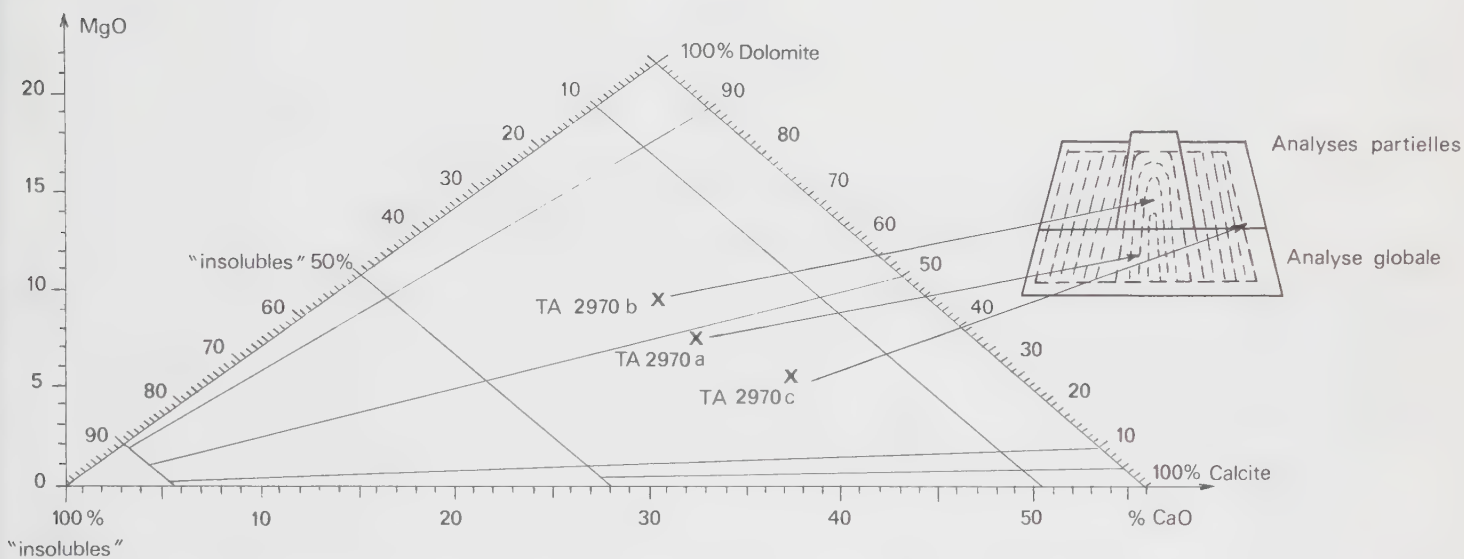
Coupes horizontales schématiques de troncs de *Conophyton* déformés de I_{5,14}

Figure 63



Orientation des *Conophyton* déformés de I_{5,14}

Figure 64



Composition chimique du tronc d'un *Conophyton* branchu (*Jacutophyton*) de I_{5,14} (Ech. TA 2970)

Figure 65

on observe, dans le fond micritique, de nombreuses microtubulures qui, selon Ch. Gregoire et C.L.V. Monty (1962), ne seraient qu'un artefact dû à la résolution limitée du microscope. Ces couches hyalines sont la plupart du temps amygdalaires, discontinues ; les plus épaisses sont composites, englobant plusieurs couches sombres. L'alternance couche claire - couche sombre est extrêmement irrégulière.

La couche claire est formée de sparite en cristaux de 20 à plus de 100 μ ; les rhomboèdres sont assez fréquents. D'une façon générale elle est plus régulière que la couche sombre, son épaisseur variant de 30 μ à 600 μ . Des comptages effectués sur deux lames minces taillées parallèlement et perpendiculairement à l'axe d'allongement d'un *Conophyton*, dans les zones où la lamination est particulièrement nette, montrent (tabl. IX) que l'épaisseur du doublet est, dans ce cas particulier, comprise entre 220 μ et 660 μ et est, en moyenne, de 300 à 400 μ , soit environ trois doublets au millimètre.

Echantillon TA 1216	Nombre de laminations dans 1,65 mm	Epaisseur moyenne du doublet en μ
Coupe verticale	11	300
	8	410
	10	330
	15	220
Coupe horizontale	9	365
	5	660
	8	410

Tableau IX : Etude de la lamination d'un *Conophyton* de I₅,14.

Dans les Stromatolites siluriens à lamelles hémisphériques et à laminations subhorizontales de l'Ohio, D.A. Textoris et A.V. Carozzi (1966) mettent en évidence une grande variation d'épaisseur des couches, notamment de la couche claire qui varie dans les Stromatolites hémisphériques de 40 μ à 9.800 μ et dans les Stromatolites à laminations subhorizontales de 40 μ à 4.400 μ (tabl. X). L'épaisseur moyenne du doublet des Stromatolites à laminations subhorizontales est voisine de celle des *Conophyton* de l'Adrar, environ trois doublets au millimètre ; elle est double dans les Stromatolites à lamelles hémisphériques.

Une structure voisine, mais plus nette avec notamment des restes d'Algues, a été décrite par P. Freytet et J.-C. Plaziat (1965) dans les constructions algaires continentales lacustres et fluviatiles du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc :

- *La couche sombre, ou microfaciès compact*, est une micrite (cristaux de 2 à 8 μ) où sont noyés des colonettes, appelées filaments, constituées de cristaux empilés perpendiculairement au plan des couches concentriques. La précipitation du calcaire paraît s'être faite en une seule fois dans la masse des filaments dont l'emplacement n'est repérable que par le remplissage de calcite limpide des cavités.
- *La couche claire, ou microfaciès lacuneux*, est caractérisée par l'abondance des manchons de calcification sombres enserrant des paquets de filaments ; les espaces entre ces manchons sont remplis d'une calcite secondaire claire.

Ce microfaciès s'est constitué en deux temps : calcification des gaines des filaments vivants, formation d'un manchon, puis après la formation d'un plafond protecteur, remplissage

	Nombre de couches sombres par cm	Epaisseur des couches sombres (μ)		Epaisseur des couches claires (μ)
		écarts	moyenne	
Stromatolites à lamelles hémisphériques	10	50 - 220	100	135 - 1120
	8	90 - 315	150	
	21	50 - 360	135	90 - 1350
	27	50 - 220	100	50 - 900
	23	45 - 220	100	50 - 2000
	12	90 - 220	100	90 - 1130
	23	45 - 315	100	50 - 675
	22	50 - 270	135	50 - 900
	28	40 - 180	90	40 - 270
	26	45 - 180	60	90 - 670
	6	45 - 90	60	45 - 9800
	9	50 - 135	60	60 - 1800
Stromatolites à laminations subhorizontales	15	50 - 100	60	100 - 1130
	33	20 - 135	45	40 - 1350
	51	30 - 135	50	30 - 4400
	67	40 - 100	50	40 - 200
	68	20 - 180	45	40 - 450
	23	45 - 450	100	45 - 2230

Tableau X : Etude de la lamination des Stromatolites à lamelles hémisphériques et des Stromatolites à laminations subhorizontales du Silurien de l'Ohio (U.S.A.) d'après D.A. Textoris et A.V. Carozzi (1966).

des vides par de la calcite limpide. Dans les Stromatolites actuels des Bahamas (type II) décrits par C.L.V. Monty (1967), c'est au contraire la couche sombre qui se constitue par remplissage *après* la formation de la couche claire .

La zonation couche claire - couche sombre correspond à un cycle de croissance qui peut se schématiser ainsi :

- 1ère phase, quand les conditions sont favorables, les Algues foisonnent ; il y a formation de manchons de calcification primaire.
- 2ème phase, les conditions devenant défavorables, le calcaire lacustre précipite autour de la partie supérieure restée vivante, ce qui conduit au microfaciès compact.
- 3ème phase, la croissance est stoppée ; le remplissage des vides du microfaciès lacuneux peut se faire immédiatement ou plus tard.

Cette étude des Stromatolites du Crétacé supérieur et de l'Eocène confirme les résultats obtenus par C.L.V. Monty (1965 et 1967) aux Bahamas. L'alternance couche claire - couche sombre correspond à une alternance de périodes favorables et défavorables.

Dans les Stromatolites de l'Adrar aucun reste net de structures organiques n'a été identifié.

d) Composition chimique

L'étude des roches carbonatées du niveau 14 nous a montré (fig. 43) que la composition chimique variait d'un échantillon à l'autre. Ces variations sont dues à la différence de composition entre Stromatolite et ciment, mais aussi à des variations au sein même des Stromatolites. De telles variations ont été décrites par D.R. Newlands et D.S. Tyrwhitt (1965) dans les roches carbonatées à "*Cryptozoon*" de l'"Umkondo system" en Rhodésie. Les "*Cryptozoon*" en colonne, atteignant

50 cm de hauteur et 25 cm de diamètre, y ont une composition de calcaire dolomitique, alors que le ciment est une dolomie ou une dolomie calcaire.

Ces variations de la composition chimique nous ont amené à étudier en détail, par des méthodes colorimétriques, les Stromatolites branchus (*Jacutophyton*) et plus particulièrement la structure du *Conophyton* qui constitue leur tronc. On dispose de 4 méthodes simples et de mise en oeuvre aisée, pour différencier calcite et dolomite (L. Cayeux, 1931 ; P. Canal, 1947 ; C. Megnien, 1957 ; P. Blazy et J. Cases, 1963 ; S.S.J. Warne, 1962 ; J.A.D. Dickson, 1965 et 1966 ; A. Katz et G.M. Friedman, 1965 ; K.H. Wolf, A.J. Easton et S. Warne, 1967). Les colorants respectivement utilisés dans ces 4 méthodes sont le chlorure ferrique, le nitrate d'argent, le nitrate de cuivre (méthode de Malher) et l'alizarine sulfonate de soude. Ces 4 colorants ont été testés sur sections polies et sur lames minces ; les meilleurs résultats ont été obtenus avec le nitrate de cuivre et l'alizarine sulfonate de soude.

- *méthode de Malher* : les sections polies sont immergées une minute dans une solution à 250 g/l de nitrate de cuivre chauffée à 80°. La calcite se colore en vert alors que la dolomite reste inchangée. L'amélioration proposée par C. Megnien (1957), et qui consiste à tremper l'échantillon préalablement traité au nitrate de cuivre dans de l'eau oxygénée à 20 volumes, ceci dans le but d'intensifier la coloration de la calcite, n'a pas donné de résultats probants sur les échantillons de *Conophyton* de l'Adrar. Les lames minces peuvent être traitées de la même façon ; elles sont immergées huit minutes dans une solution de nitrate de cuivre portée à 45°.
- *alizarine sulfonate de soude* (P. Blazy et J. Cases, 1963 ; J.A.D. Dickson, 1965 et 1966 ; K.H. Wolf, A.J. Easton et S. Warne, 1967) : les sections polies sont attaquées légèrement avec HCl 1,5 % puis trempées pendant une à six minutes dans une solution composée de 0,1 ou 0,2 g d'alizarine sulfonate de soude dans 100 cc de HCl à 0,5 ou 1,5 %. La calcite se colore en rouge vif, la dolomite reste inchangée. Les lames minces sont traitées de la même façon. J.A.D. Dickson (1965 et 1966) et Amitai Katz et G.M. Friedman (1965) ont proposé d'ajouter à l'alizarine du ferricyanure de potassium, dans la proportion 3 ferricyanures pour 2 alizarines, qui en présence de HCl colore le fer en bleu. Cette méthode est peu intéressante pour l'étude des *Conophyton* de I₅,14 généralement pauvres en fer.

Sur sections polies, les deux méthodes donnent de bons résultats. Avant coloration une partie des échantillons (1 ou 2 secteurs pour les sections transversales, 1 bande pour les sections axiales) est enduite de vernis cellulosique et ainsi préservée de l'attaque par le nitrate de cuivre ou l'alizarine. On peut alors comparer sur un même échantillon la structure du *Conophyton* avant et après traitement (pl. photo. III A et B).

Le *Conophyton*, après coloration, apparaît constitué par une alternance irrégulière de couches millimétriques de calcite colorée en vert ou en rouge et de dolomite non colorée. En section transversale les couches de calcite dessinent des cercles concentriques ou des ellipses colorés ; en section axiale elles constituent les faces latérales de trapèzes isocèles emboîtés (pl. III A et B). Les couches de calcite correspondent en général sur l'échantillon non traité aux auréoles de nuance bleutée. Sur plusieurs échantillons les couches de calcite sont plus abondantes dans la partie externe du Stromatolite, où elles s'accolent pour former des bandes de plusieurs millimètres d'épaisseur. La nature plus franchement dolomitique du coeur du Stromatolite a été confirmée par le dosage des carbonates dans une section axiale de l'échantillon TA 2970 (fig. 65). L'échantillon contient 37 % de dolomite, les parties latérales 27 % et le coeur, riche en fer, 45 %. Cependant cette plus grande richesse en dolomite du coeur du *Conophyton* n'est pas une règle généra-

le ; la répartition des anneaux de dolomite varie au sein d'un même *Conophyton* suivant la position de la section étudiée.

En lames minces les résultats ont été décevants ; d'une façon générale les méthodes de coloration ne sont pas assez sélectives. Seules les parties largement cristallisées se colorent. L'adjonction de ferricyanure de potassium s'est révélée utile pour mettre en évidence les dépôts successifs de fer au sein des gros rhomboèdres à texture encapuchonnée. Par contre, de bons résultats ont été obtenus par simple examen à la loupe binoculaire de l'attaque ménagée d'une lame mince dépourvue de lamelle immergée dans un verre de montre contenant une solution d'acide chlorhydrique à 1,5 %. Dès les premières secondes de l'attaque la calcite devient grise et est le siège d'un important dégagement gazeux ; dans un deuxième stade on assiste à une boursoflure des couches de calcite où apparaissent un très grand nombre de micro-intumescences. Cette méthode, appliquée à 3 échantillons de *Conophyton*, nous a permis de montrer que *la couche sombre ou hyaline du doublet stromatolitique est calcaire ; c'est une micrite (s.s.)*. La couche claire est à dominante dolomitique avec des enclaves de calcite. C'est là un des résultats essentiels de cette étude de la composition chimique des Stromatolites.

L'alternance d'anneaux millimétriques calcaires et dolomitiques, observée sur sections polies, est due à l'intégration de la lamination à l'échelle microscopique (doublet de 300 à 400 μ , couche sombre - couche claire) ; les couches calcaires correspondent à une concentration anormalement forte en couches sombres micritiques. Ce phénomène a été signalé par J. Bertrand-Sarfati, P. Freytet et J.-C. Plaziat (1966) dans les édifices algaires de la limite Oligocène-Miocène de la Limagne d'Allier.

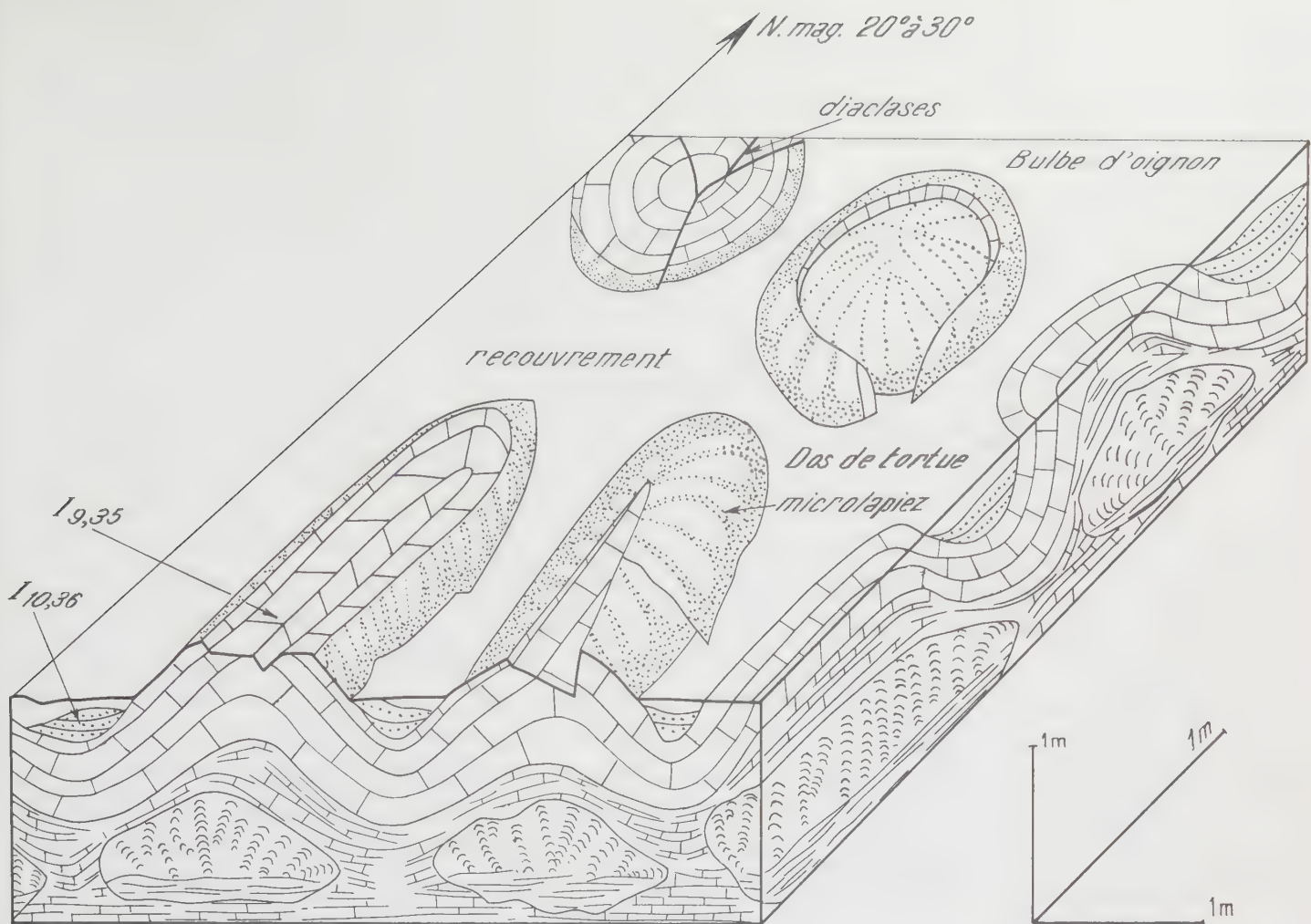
3) Etude des Stromatolites de Ig,35 le long de la piste Atar - Chinguetti et dans les coupes 19 du Guelb Nouatil et 17 d'Aouinet ould Bou Derballa

Les calcaires dolomitiques du niveau 35 (toit de Ig), rougeâtres, ocre ou orangés, sont plissotés en une succession d'ondulations anticlinales métriques (fig. 66 A et pl. photo. VII A). Ces ondulations, parfaitement rondes ou ellipsoïdales, ont une longueur variant entre 1,5 m et 4 m et une largeur de 1 à 2 m ; le rapport longueur-largeur est, dans les formes allongées, compris entre 1,5 et 2. Les pendages mesurés sur les couches externes sont en moyenne de 25° à 30° mais peuvent dépasser localement 50°. Des diaclases radiales, longitudinales et transversales, généralement peu ouvertes, découpent la structure en dalles dont la surface est striée par une multitude de microlapiez orientés selon la plus grande pente.

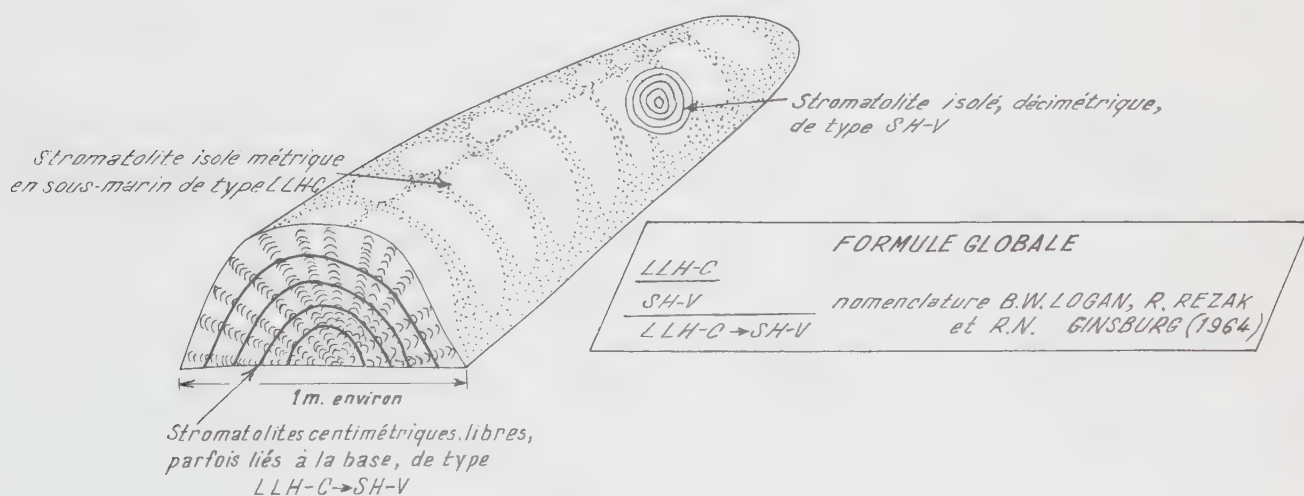
Ces structures ont été décrites sous le nom de récifs à Stromatolites, pour la première fois par G. Rocci (1950 et 1951) sur les feuilles du 1/500.000 Idjil et Tourine situées de 250 à 300 km au NNE d'Atar. L'auteur distingue des récifs en bulbe d'oignon (G. Rocci, 1951, photographie 9, Sebkha de Timijat), des récifs en dos de tortue et en sous-marins (G. Rocci, 1951, El Khat) très voisins de ceux observés à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa et le long de la piste Atar - Chinguetti.

Ces récifs entrent dans la catégorie des Stromatolites liés de type LLH-C (B.W. Logan, R. Rezak et R.N. Ginsburg, 1964). Ils peuvent également être rapprochés des Stromatolites en miches de type II₂ (I.K. Koroljuk, 1960). Certaines de ces structures montrent une association complexe de plusieurs types de Stromatolites (fig. 66 B) : comportant :

- Stromatolite de type LLH-C à l'échelle métrique
- Stromatolite de type SH-V décimétrique



A) BLOC DIAGRAMME SCHÉMATIQUE MONTRANT
LA STRUCTURE DES RÉCIFS
(piste d'Atar à Chinguetti)



B) DÉTAIL D'UN STROMATOLITE COMPOSÉ
(coupe 19 du Guelb Nouatil)

RÉCIFS DE STROMATOLITE DE I_{9,35}

- Stromatolite de type LLH-C passant au type SH-V à l'échelle centimétrique qui représente le plus petit motif de ces structures.

Cette association peut s'écrire en utilisant la nomenclature de B.W. Logan *et al.* (1964):

$$\frac{\text{LLH-C}}{\text{SH-V}} \\ \text{LLH-C} \rightarrow \text{SH-V}$$

A l'échelle de l'affleurement les structures en dos de tortue et en sous-marin présentent une direction d'allongement constante (fig. 67). Cette direction voisine de N 10° à 30° a été retrouvée dans les trois sites étudiés en détail : piste Atar - Chinguetti, Nouatil et Aouinet ould Bou Derballa.

A Aouinet ould Bou Derballa, l'orientation des Stromatolites (fig. 68 A) a pu être comparée avec celle des ripple-marks (fig. 68 B) de la base du niveau sus-jacent (I_{10,36}). Dans ces calcaires silteux feldspathiques et siltstones feldspathiques calcaires, les ripple-marks de grande taille, fortement dissymétriques, à longueur d'onde atteignant 20 cm, sont très abondants. Ils se divisent en deux familles : la première, la plus importante (plus de 80 %), est orientée N 110° à 140° ; la seconde, composée de ripple-marks de plus petite taille, est orientée N 0 à 40° (fig. 68 B). Le courant principal, générateur de ces ripple-marks était donc orienté N 20° à 50° et dirigé du NE vers le SW (dissymétrie des ripple-marks). En supposant que la direction des courants soit restée constante durant la sédimentation du niveau 35 et de la base du niveau 36, *il est séduisant d'admettre que les Stromatolites se sont orientés parallèlement aux courants dominants.*

Des formes très voisines ont été signalées dans plusieurs pays. En France dans le Cambrien du Maine, F. Doré (1963) décrit au hameau Launay "des ondulations vigoureuses en forme de dômes ou de cônes s'emboîtant verticalement et séparées par des dépressions étroites souvent réduites à des synclinaux pincés, à flancs escarpés". Au Congo occidental, A. Riedel (1953) décrit dans la série schisto-calcaire du Niari, à Boko Songo, des Stromatolites en dômes et plus particulièrement en dômes enchevêtrés en quinconce. Enfin en U.R.S.S., A.G. Vologdin (1955, fig. 8) décrit des Stromatolites en forme de bulbe.

4) Etude des Stromatolites en dômes et sous-marins de I_{6,24} dans la coupe 15 de l'Oued Tarioufet, de I_{7,26} et I_{9,33} dans la coupe 17 d'Aouinet ould Bou Derballa et de I_{11,38} et 39 dans la coupe 19 du Guelb Nouatil

Ces Stromatolites sont très voisins de ceux décrits ci-dessus dans I_{9,35}.

. Dans les calcaires silteux de I₆, niveau 24, les Stromatolites de type LLH-C forment des dos de tortue et des sous-marins très allongés, souvent dissymétriques en coupe transversale ; certains constituent des édifices complexes, Stromatolites LLH-C à l'échelle métrique et Stromatolites digitiformes de type SH-V centimétriques avec quelques formes LLH-C de même taille. Dans l'Oued Tarioufet, ces structures ont une direction constante N 10° (fig. 69).

. Dans une avancée de la falaise, à 8 km au SSE d'Atar, la tillite de base de la série 2 repose directement sur des calcaires dolomitiques bruns et bleus formant falaise, rapportés à I_{7,26}. Ces Stromatolites dessinent de magnifiques récifs dépassant 5 m de diamètre, dont la falaise donne de très bonnes coupes verticales (pl. photo. V A et B). A l'échelle métrique ces récifs sont constitués de Stromatolites LLH-C ; à l'échelle décimétrique, la base du récif est constituée de Stromatolites LLH-C buissonnants à lamelles hémisphériques centimétriques qui passent vers le sommet du récif à des formes libres du type SH-V. Cette coupe est la seule, avec la coupe 17 d'Aouinet

net ould Bou Derballa, qui fournisse de bonnes sections verticales d'un récif de Stromatolites.

. A Aouinet ould Bou Derballa, à côté des dômes du niveau 35, I_9 montre un second horizon (niveau 33) à très beaux biohermes de Stromatolites en brioches, en sous-marin (pl. photo. VI), orientés $N 02^\circ$ à 18° (6 mesures), de grande taille, certains pouvant dépasser 5 m de long. Ces biohermes sont formés, à la base, de Stromatolites liés LLH-C qui constituent le substratum d'où s'élèvent de fines colonnes de type SH-V et de très rares colonnes, beaucoup plus volumineuses, qui peuvent atteindre 15 cm de diamètre (J. Bertrand-Sarfati, 1972, fig. 3). Ces biohermes se retrouvent dans plusieurs coupes de la bordure occidentale du bassin de Taoudeni et notamment à Aouchich-Tourine, Aguel el Mabha et Chegga (fig. 84). Leur orientation y est, en gros, constante et très voisine de celle mesurée en Adrar à Aouinet ould Bou Derballa.

. Les structures en sous-marins sont également abondantes dans I_{11} (niveaux 38 et 39) au Guelb Nouatil. L'orientation des Stromatolites varie très peu ; $N 45^\circ$ dans l'horizon 6 (voir coupe 19, p. 105), $N 40^\circ$ dans l'horizon 7 et $N 65^\circ$ dans l'horizon 8, ce qui correspond à une direction moyenne $N 50^\circ$ (fig. 70 A). L'orientation moyenne des figures linéaires de courant (bounce-marks, groove-marks et striation-marks), relevée au toit de I_{10} (niveau 37) dans la même coupe, est $N 40^\circ$ (fig. 70 B). Il semble, d'après la forme et la terminaison de la seule striation-mark observée, que le courant était dirigé du NE vers le SW, ce qui correspondrait à l'orientation des ripple-marks de la base de I_{10} à Aouinet ould Bou Derballa. L'étude des Stromatolites de I_{11} paraît confirmer les résultats obtenus dans l'étude de $I_{9,35}$; *les récifs stromatolitiques sont orientés parallèlement au courant dominant.*

D'autre part, la coupe d'Aouchich-Tourine (fig. 84) offre de bonnes sections des biohermes de I_9 (pl. photo. IX A). Au-dessus d'un substratum constitué par une roche carbonatée bien litée, très souvent associée à des faciès bréchiques, on observe de fines colonnes de type SH-V surmontées d'une coiffe de roche carbonatée finement laminée.

5) Etude des Stromatolites de $I_{5,20}$ de la coupe 14 de Lekhleïgate

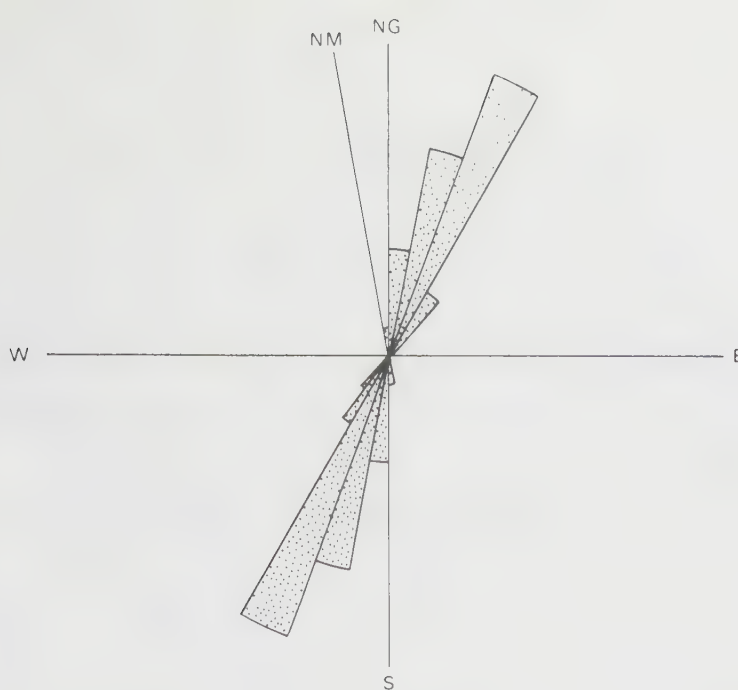
On rencontre dans la coupe de I_5 à Lekhleïgate 2 types de Stromatolites :

- des *Conophyton* et *Conophyton branchus* (*Jacutophyton*) ellipsoïdaux assez voisins de ceux du niveau 14 décrits dans la région de Tezegraz et Ksar Torchane
- des Stromatolites de type LLH-C buissonnants qui passent rapidement à des formes libres SH-V.

a) Les *Conophyton* et *Conophyton branchus* déformés

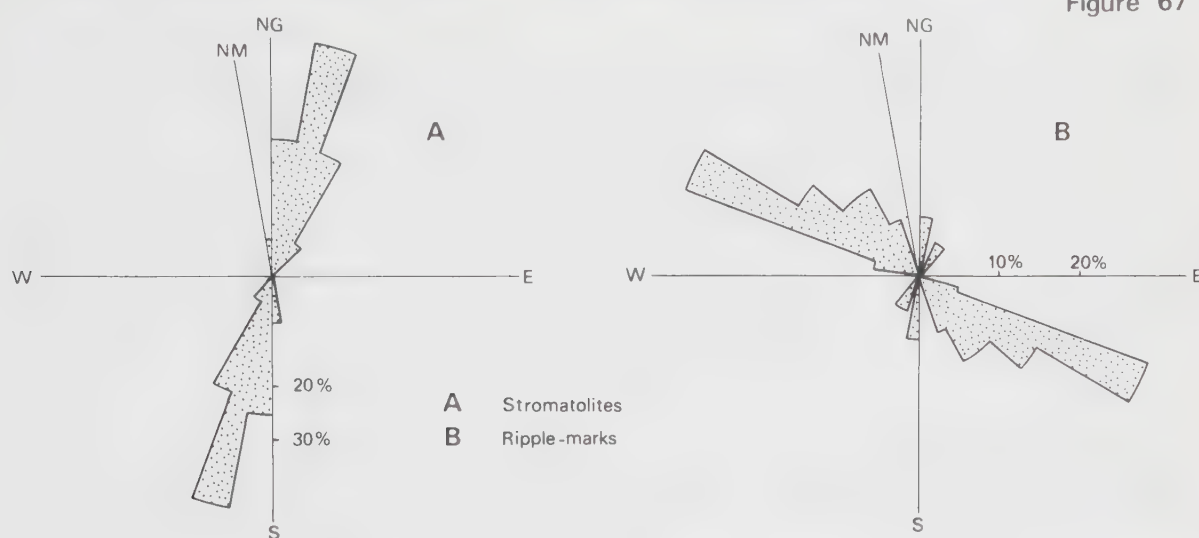
Ils ont une section amygdalaire, ellipsoïdale très régulière (pl. photo. II B) ; leur largeur est en moyenne de 10 cm. La structure ellipsoïdale est soulignée par des enveloppes colorées en bleu qui apparaissent en relief et sont séparées par un ciment carbonaté ocre plus tendre. La direction d'allongement maximal est indiquée par une bande ocre ou orangée épaisse de 1 cm que les différentes enveloppes traversent sans s'interrompre. Quelques individus montrent des excroissances constituées de lamelles hémisphériques emboîtées de type SH-V ; sur la planche photographique II C ces excroissances, au nombre de 4, prennent naissance aux extrémités de l'amygdale formée par le *Conophyton*. *Ceci suggère que le Conophyton a acquis sa forme amygdalaire très tôt au cours de son développement.* Tout comme pour $I_{5,14}$, il est difficile de savoir si ces formes amygdalaires correspondent à une espèce particulière de *Conophyton* ou bien s'il s'agit d'une simple déformation dépendant du milieu environnant.

Le plan de symétrie de ces Stromatolites déformés, qui correspond au plan de déformation maximale,



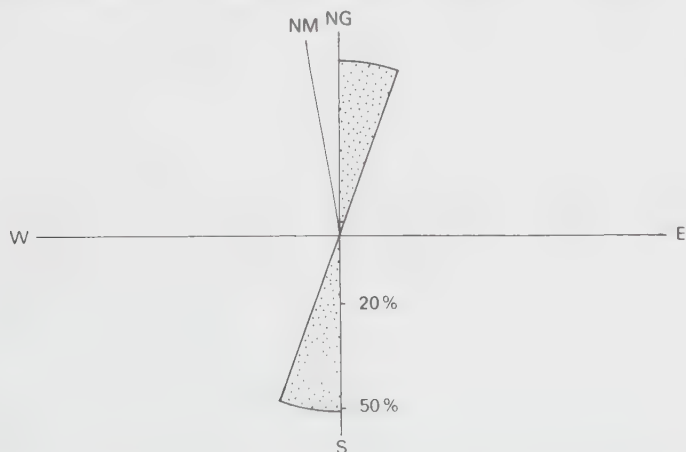
Orientation des Stromatolites en sous-marin et dos de tortue de I₉,35 (54 mesures) à Aouinet Ould Bou Derballa, Nouatil et sur la piste Atar - Chinguetti

Figure 67



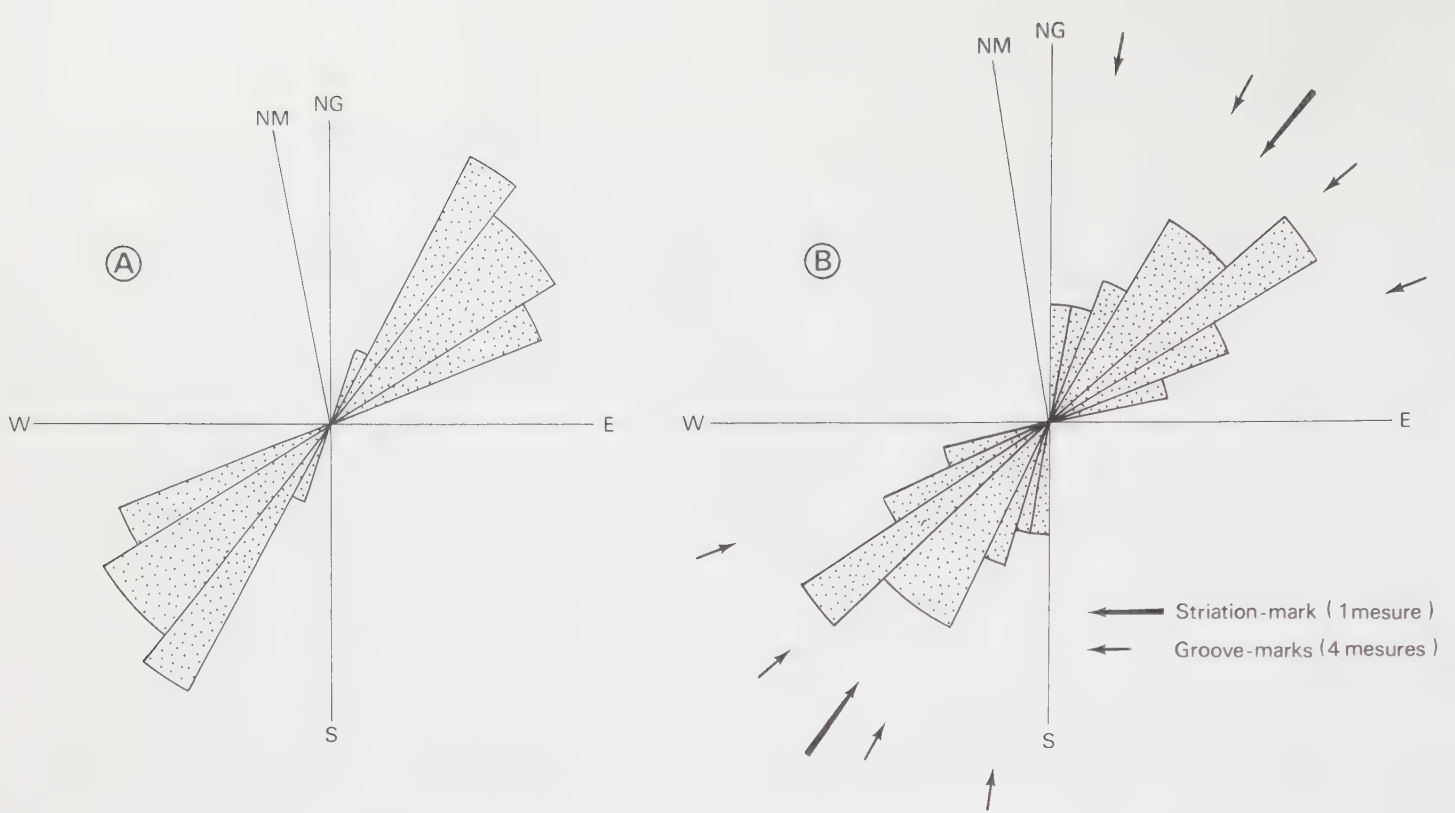
Orientation comparée des Stromatolites en sous-marin et dos de tortue de I₉,35 (20 mesures) et des ripple-marks de I₁₀,36 (30 mesures) dans la coupe 17 d'Aouinet Ould Bou Derballa

Figure 68



Orientation des Stromatolites en dôme et sous-marin de I₆,24 dans l'Oued Tarioufet (20 mesures)

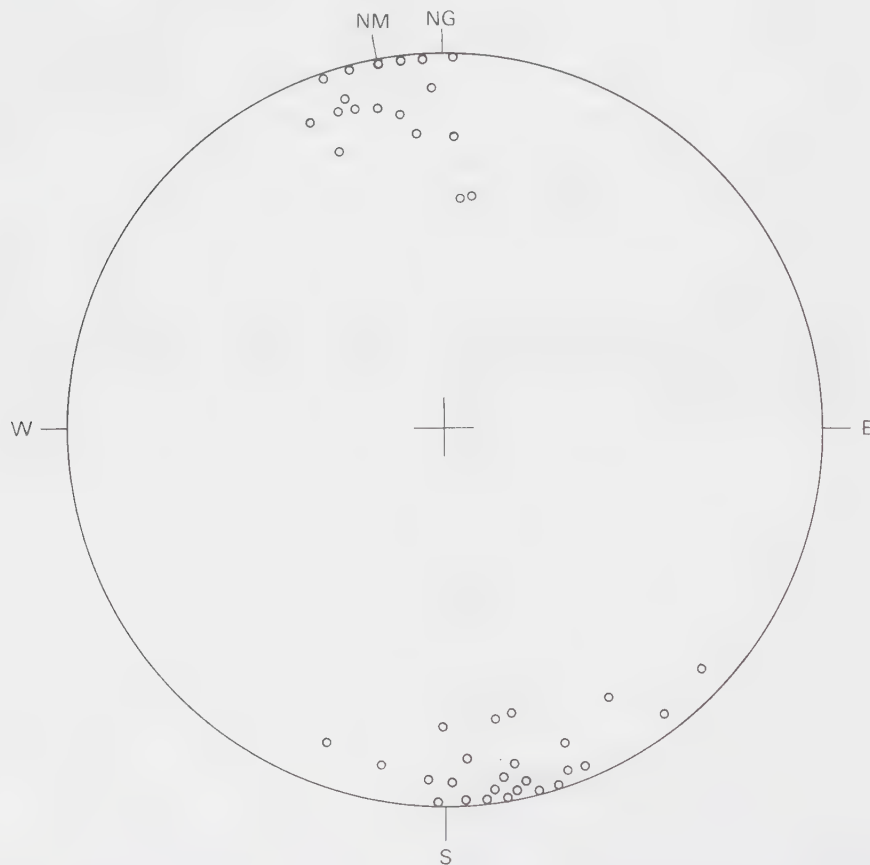
Figure 69



Orientation comparée des Stromatolites de I₁₀,37 (16 mesures) et les figures de courant de I₁₁,38 (25 mesures) dans la coupe 19 du Guelb Nouatil

- A Stromatolites
B Bounce-marks , groove-marks et striation-mark

Figure 70



Orientation du plan de symétrie des Stromatolites déformés du niveau 20,15 dans la coupe de Lekhleigate (37 mesures de G.Bronner)

Figure 71

est vertical ou subvertical et orienté E-W (fig. 71). C'est ce niveau que Th. Monod (1954) a décrit dans sa note sur "Les *Conophyton* ellipsoïdaux d'Atar - Sraïz (Mauritanie)".

b) Les Stromatolites de type SH-V et LLH-C

Ils sont constitués d'un empilement de lamelles hémisphériques bleues de 3 à 20 cm de diamètre, formant à la base des buissons et se séparant en formes libres vers le sommet. Ils sont unis par un ciment ocre ou orangé, tendre.

6) Etude des Stromatolites digitiformes de I_{6,24} et I_{9,33}

A l'échelle métrique, ces deux niveaux présentent des dômes décrits dans le paragraphe 4 (p. 147). A l'échelle centimétrique, ils sont constitués de Stromatolites bruns de type SH-V digitiformes de 1 à 2 cm de diamètre et de plusieurs décimètres de longueur, séparés par un ciment carbonaté bleu homogène (niveau 33) ou bréchique (niveau 24). Le ciment carbonaté bréchique qui lie les Stromatolites est constitué (éch. TA 2970, I_{6,24} coupe 16 au Nord de Serize) de galettes de micrite (cristaux de 5 à 10 μ), de quelques μ à 1 cm de longueur, le plus souvent cernées par de nombreuses concrétions d'oxydes de fer formant une auréole brun sombre ; ces galettes sont arrondies aux extrémités et jamais brisées, ce qui implique un très faible transport. Elles sont liées par une micrite ou plus souvent une microsparite ou une sparite (cristaux de 200 μ , notamment sur le pourtour des galettes les plus grosses) avec rares quartz détritiques anguleux de 50 à 60 μ et quelques grains mamelonnés de glauconie de 100 μ de diamètre. L'origine de ces galettes micritiques ou intraclasts (R.L. Folk, 1959) ou limeclasts (K.H. Wolf, 1965 b) reste obscure ; simples débris de roches carbonatées ou fragments d'Algues voisins de ceux décrits par K.H. Wolf (1965 b) dans le Dévonien d'Australie ? Très souvent ces Stromatolites libres s'associent à la base des bancs pour former des Stromatolites liés buissonnants.

7) Etude des Stromatolites en croûte de pain de I_{7,26} de la coupe 16 au Nord de la passe chamelière de Serize, de I_{7,28} et I_{9,33} de la coupe 17 d'Aouinet ould Bou Derballa et de I_{11,38} et 39 de la coupe 19 du Guelb Nouatil

En sections transversales ces Stromatolites de type SH-V et LLH-C ont l'aspect d'un dallage irrégulier (pl. photo. IV B), les Stromatolites bleus représentant les pavés et le ciment carbonaté ocre le liant ; leur diamètre varie de 2 cm à 10 cm. Les formes liées se localisent le plus souvent à la base des bancs. Assez fréquemment, comme dans les Stromatolites digitiformes, le ciment carbonaté est conglomératique (TA 2971, I_{7,26} coupe 16 au Nord de Serize). Si l'on excepte l'échelle, ces Stromatolites ressemblent beaucoup aux formes actuelles qui, aux Bahamas, atteignent 40 cm de diamètre et colonisent la zone supralittorale, vivant dans des dépressions karstiques remplies d'eau peu salée à 18 ‰ (C.L.V. Monty, 1967, pl. 4-3). Dans la série 1 ces formes en croûte de pain, en écailles de tortue, se rencontrent dans les niveaux carbonatés homogènes où les intercalations détritiques sont absentes ou tout au moins rares.

En coupe axiale les formes SH-V présentent souvent des piliers très nets assimilables aux piliers à parois complexes et épaisses définis par I.K. Koroljuk (1960, cf. fig. 59). Ces piliers sont particulièrement nets sur les Stromatolites centimétriques du récif du niveau 26 (pl. photo. V B).

8) Etude des Stromatolites à laminations horizontales de I₄, I₅, I₆ et I₇

Ces Stromatolites ont été identifiés en lame mince, grâce à la présence du doublet, couche sombre - couche claire, caractéristique de la texture stromatolitique. Macroscopiquement, les roches carbonatées à Stromatolites à laminations horizontales sont finement et irrégulièrement stratifiées (biseautage de couches) et rien ne permet sur le terrain de les ranger dans la catégorie des roches carbonatées d'origine organique. Les principaux niveaux identifiés sont :

- I₄,12 (Coupe 13 de Tezegraz)
- I₅,14 et 20 en partie (Coupe 14 de Lekhleïgate)
- I₆,21 (Coupe 15 dans l'Oued Tarioufet)
- I₇,27 (Coupe 16 au Nord de Serize)

Cette liste n'est pas exhaustive et il est certain que plusieurs niveaux de roches carbonatées à Stromatolites à laminations horizontales sont passés inaperçus lors du levé des coupes.

9) Relation entre la hauteur des Stromatolites, leur orientation et l'amplitude des marées

Les études menées sur les Stromatolites actuels montrent que la plupart d'entre eux sont intertidaux ou subtidaux. A Shark Bay, B.W. Logan (1961) montre que la hauteur des Stromatolites intertidaux dépend de leur position dans la zone intertidale et de l'ampleur de la marée.

Ces conclusions, appliquées aux Stromatolites précambriens, entraînent des développements inattendus. Si l'on admet le caractère intertidal ou subtidal des Stromatolites anciens, ce qui semble justifié dans de nombreux cas, leur hauteur doit permettre d'évaluer l'amplitude de la marée au Précambrien ; cette hauteur étant variable, il s'ensuit que l'amplitude de la marée a dû elle-même varier. D'où l'idée, formulée notamment par W.S. Olson (1966, 1970), P.E. Cloud (1968) et H. Alfven et G. Arrhenius (1969), qu'il existe une relation entre la hauteur des Stromatolites et la distance terre-lune qui détermine l'amplitude de la marée.

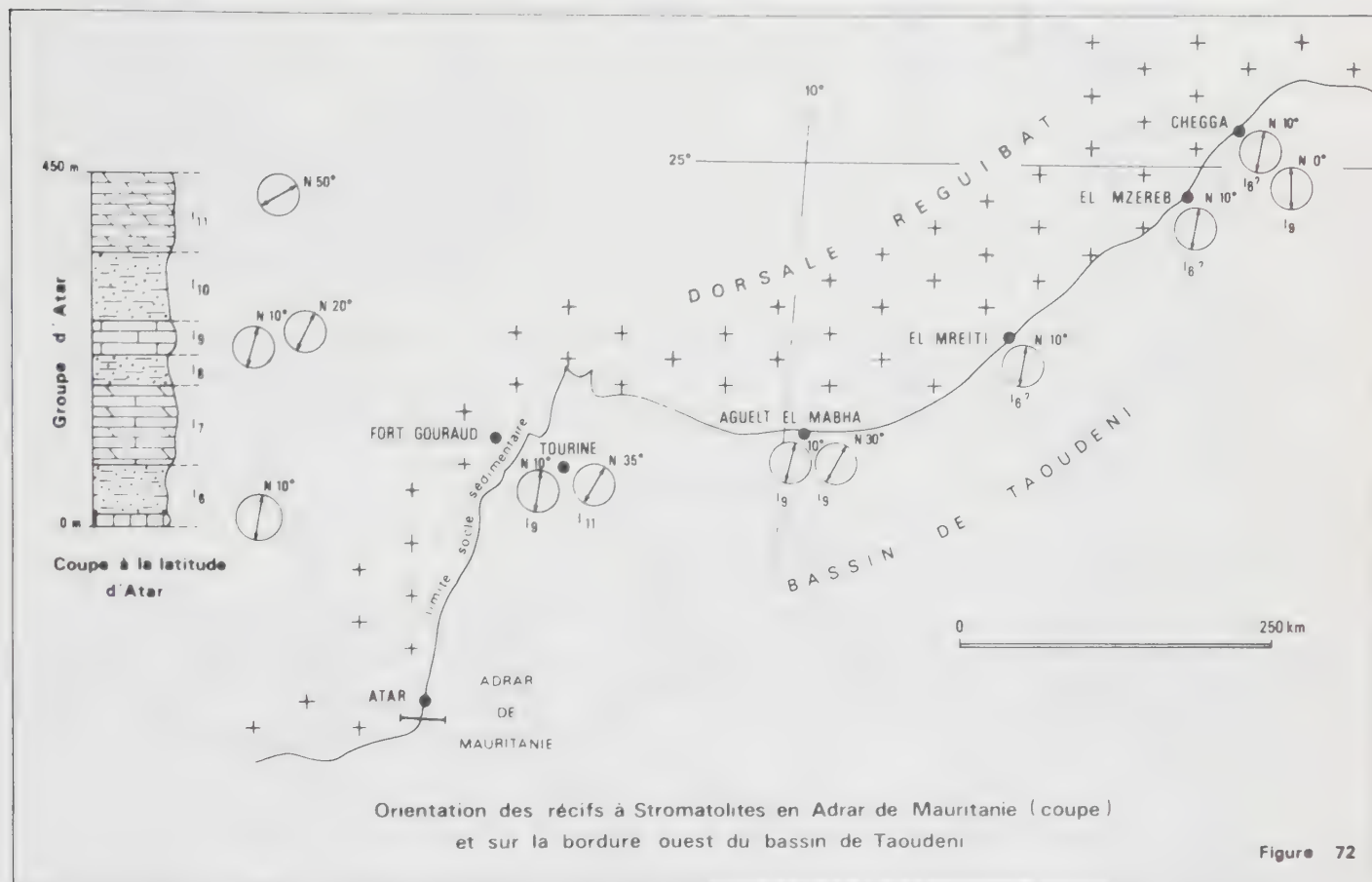
En se basant sur les variations de hauteur des Stromatolites précambriens, mais aussi sur l'âge des chondrites à hypersthène, groupe particulier de météorites, et sur l'épaisseur des conglomérats littoraux précambriens, W.S. Olson (1966, 1970) situe la période de rapprochement maximal de la terre et de la lune aux environs de 700 MA. Par contre, pour P.E. Cloud (1968), elle se situerait au Précambrien inférieur aux environs de 3500 MA.

Ces deux opinions contradictoires montrent que la taille des Stromatolites n'a pas varié d'une façon simple et irréversible au cours des temps précambrien. S'il existe de grands Stromatolites dans le Précambrien ancien, il en existe également dans le Précambrien récent et même dans le Cambrien. Ainsi les Stromatolites en colonnes de la série de l'Otavi (Précambrien supérieur) dans le Sud-Ouest africain (L. Kruger, 1969) atteignent 6 m de haut, ceux du Cambrien inférieur à moyen des environs du lac Baïkal 6 à 15 m (M.R. Walter, 1970).

Il paraît donc prématuré d'utiliser les Stromatolites précambriens pour évaluer l'amplitude de la marée et ceci d'autant plus que cette dernière dépend grandement de la latitude et de la répartition des masses continentales. Par contre, il est possible que la marée ait joué un rôle dans l'orientation des biohermes à Stromatolites. Nous avons montré, en Adrar de Mauritanie, que ces biohermes étaient orientés parallèlement à la direction des courants déduite de l'analyse des figures sédimentaires, ripple-marks, stratifications obliques...

En Adrar, dans le groupe d'Atar, la direction des récifs reste très constante du I₆ au I₉,

soit sur 300 m de sédiments (fig. 72) ; elle est légèrement différente dans I₁₁. Cette constance de l'orientation des biohermes stromatolitiques se retrouve à l'échelle de la bordure occidentale du bassin de Taoudeni (fig. 72) où les récifs de I₆ et I₉ restent en gros orientés NS à NNE - SSW sur plus de 750 km. Ces observations nous amènent à nous interroger sur la nature des courants capables de conserver une direction aussi constante dans l'espace (750 km entre Atar et Chegga) et dans le temps (série épaisse de 300 m). Il semble que seule la marée, ou la houle, agissant sur un bassin à fond plat, peu profond, puisse présenter une telle régularité.



S'il n'est pas prouvé que la marée influe sur le développement vertical des Stromatolites anciens, par contre il est possible qu'elle détermine l'orientation des biohermes à Stromatolites sur la bordure occidentale du bassin de Taoudeni.

C) ETUDE DES ONCOLITES (?) ET AUTRES TRACES D'ORIGINE ORGANIQUE

Trois types de constructions, autres que les Stromatolites, sont, de façon quasi certaine, d'origine organique. Il s'agit des *Oncolites* (?), des *débris à structures complexes* (éch. TA 2971, I_{7,26}) qui sont vraisemblablement des *Oncolites* à texture complexe, et des *amas micritiques grisâtres en chou-fleur ou Catagraphes*. Par contre, les galettes micritiques à auréole brune d'oxyde de fer, abondantes dans le ciment bréchique de certaines roches carbonatées à Stromatolites ainsi que les cavités sphériques évidées que l'on rencontre dans certaines lames minces sont probablement inorganiques.

Le terme *Oncolite* est pris ici dans son sens premier de structure carbonatée noduleuse produite par des Cyanophycées ; il est assez souvent employé à tort dans la littérature pour désigner des concrétions calcaires de Lithothamniées par exemple par R.L. McMaster et J.T. Conover (1966).

1) Les Oncolites (?), les Oncolites (?) à structure complexe et les amas micritiques en chou-fleur ou Catagraphes (I_{7,26}, échantillon TA 2971)

L'échantillon TA 2971 est un calcaire brun à Stromatolites de type SH-V dominants de quelques centimètres de diamètre, unis par un ciment bréchique où sont visibles de petites pustules coniques, ocre, de 1 à 2 mm de diamètre. En lame mince, le ciment bréchique apparaît constitué par 3 types de structures (pl. photo. IV A) :

- des Oncolites (?) (fig. 73 E) qui sont de petites balles millimétriques de forme plus ou moins régulière, à noyau de sparite à texture engrenée et auréole de sparite brunâtre à texture radiaire.
- des Oncolites à texture complexe (fig. 73 A, B, C, D) caractérisés par un test à texture radiaire voisin de celui des Oncolites et un coeur formé d'amas micritiques grisâtres, d'aspect mousseux, associés à de la sparite avec rares minéraux détritiques. Il s'agit probablement d'Oncolites à structure complexe (les formes A, B et D de la figure 73 évoquent des sections de Gastéropodes).
- des masses millimétriques mamelonnées, en forme de chou-fleur constituées de micrite (cristaux de 8 μ) grise au centre et gris noir sur le pourtour. Il s'agit probablement de débris d'Algues, ou Catagraphes, assez semblables à ceux décrits par K.H. Wolf (1965 b) dans le Dévonien d'Australie.

2) Les galettes micritiques et les cavités sphériques

Dans certaines roches carbonatées, des galettes millimétriques constituent l'essentiel du ciment bréchique qui comble les vides entre les Stromatolites. Elles ont été décrites en détail dans le paragraphe 6 (p. I49) consacré aux Stromatolites digitiformes ; une origine organique paraît peu vraisemblable. Il s'agit plutôt d'éléments de boue calcaire remaniés sur place par des courants.

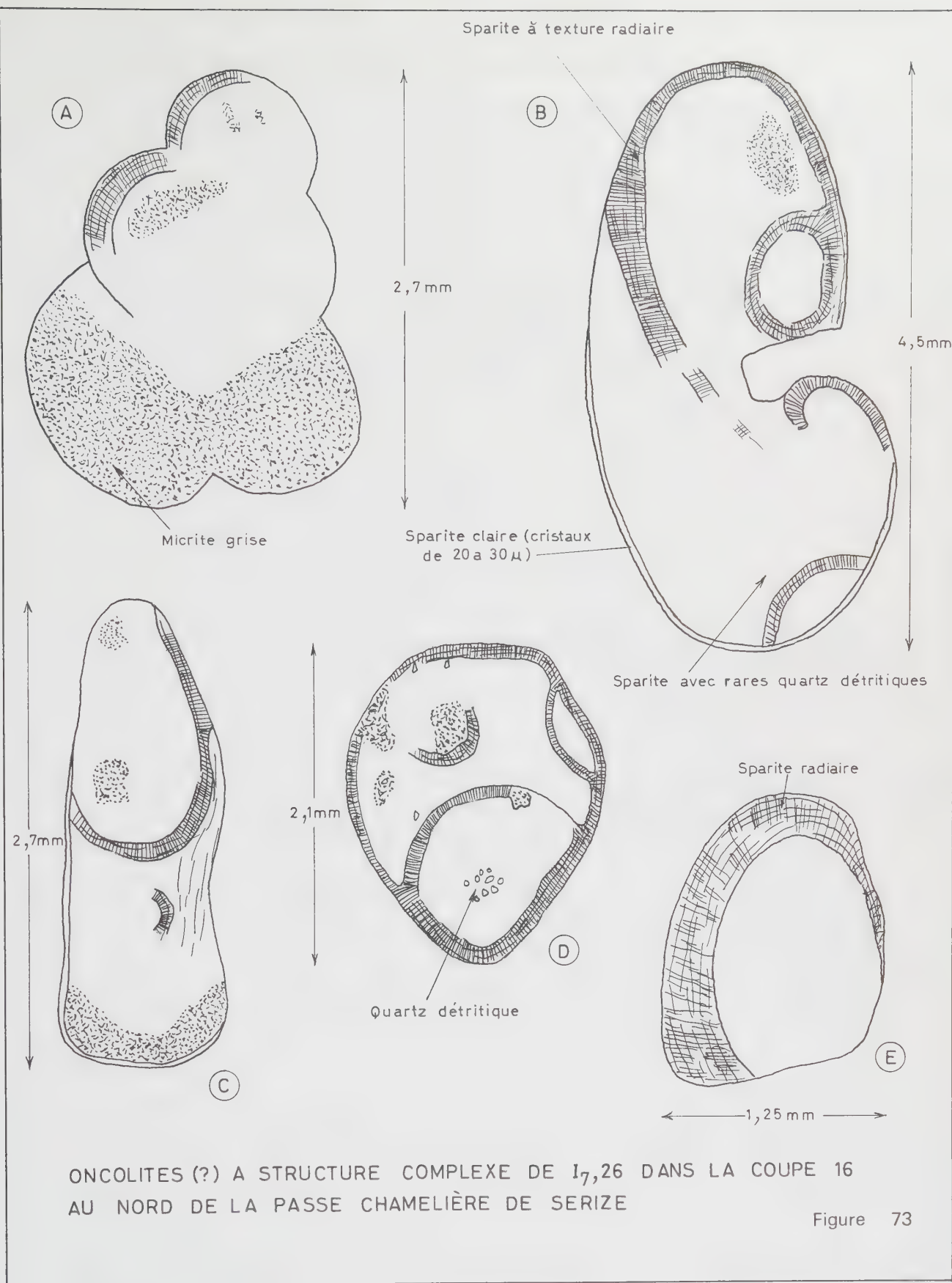
Les échantillons TA 1513 (I_{7,27} de la coupe 16 au Nord de Serize) et TA 1186 (I_{4,13} de la coupe 13 de Tezegraz) renferment des cavités sphériques d'origine inconnue. Dans l'échantillon TA 1513 ces cavités, au nombre de deux, ont 210 et 240 μ de diamètre ; dans l'échantillon TA 1186 elles sont plus petites, 50 à 60 μ , et partiellement remplies par une masse phylliteuse verdâtre.

D - LES TRAVAUX RECENTS DE J. BERTRAND-SARFATI SUR LES STROMATOLITES DE L'ADRAR DE MAURITANIE

Les principales formes décrites dans les coupes des groupes d'Atar et de Tifounke ont été reportées dans le tableau XI.

Si l'on excepte les *Conophyton* limités au I₅, on remarque que les diverses formes recouvrent le plus souvent plusieurs niveaux stratigraphiques ne pouvant être utilisées pour opérer de fines subdivisions. Ainsi par exemple, les formes trouvées dans le groupe de Tifounke sont très voisines de celles du sommet du groupe d'Atar (I₁₁) et ceci bien que ces deux groupes soient séparés par une discordance de ravinement qui marque une coupure importante dans la sédimentation.

A côté des *Conophyton* limités au I₅, les Stromatolites permettent d'individualiser deux autres niveaux repères qui, vers le NE, peuvent se suivre jusqu'à la frontière algéro-mauritanienne. Il s'agit de I_{7,26} à *Vermiculus contortus* qui sont des sortes de petits vermicelles blanchâtres, de quelques millimètres de long, aisés à reconnaître (pl. photo. IV C) et du très beau



niveau à biohermes de I_{9,33} constitué exclusivement de *Jurusania*.

On assiste donc, pendant la sédimentation des groupes d'Atar et de Tifounke, au foisonnement des formes en colonnes associées, à la base du groupe d'Atar, à des Conophytonidés.

Gr. de TIFOUNKE	I _{12,43}	<i>Tungussia</i> sp., <i>Tifounkeia globulosa</i> , <i>Tifounkeia</i> aff. <i>globulosa</i>
G r o u p e d ' A t a r	I _{11,40}	<i>Tifounkeia</i> sp., <i>Nouatila frutectosa</i>
	I _{11,39}	<i>Nouatila frutectosa</i> , <i>Gymmosolen directus</i> , <i>Jurusania</i> sp.
	I _{11,38}	<i>Jurusania</i> aff. <i>derbalensis</i> , <i>Jurusania alta</i>
	I _{9,35}	<i>Jurusania</i> sp.
	I _{9,33}	<i>Jurusania derbalensis</i> , <i>Jurusania</i> aff. <i>derbalensis</i> , <i>Jurusania lissa</i> , <i>Jurusania</i> aff. <i>nivensis</i>
	I _{8,30}	<i>Jurusania</i> sp.
	I _{7,28}	<i>Tungussia</i> aff. <i>nodosa</i>
	I _{7,26}	<i>Tungussia nodosa</i> , <i>Tungussia</i> sp., <i>Inseria</i> aff. <i>djejimi</i> , <i>Inseria</i> sp., <i>Serizia radians</i> , <i>Vermiculus contortus</i> , <i>Vesicularites</i> , <i>Crenulata</i>
	I _{6,24}	<i>Jurusania minuta</i>
	I _{6,22}	<i>Jurusania</i> , <i>Tarioufetia hemispherica</i>
	I _{5,20}	<i>Conophyton ressoti</i> var. <i>jacqueti</i> , <i>Baicalia mauritania</i> , <i>Baicalia</i> aff. <i>bulbosa</i> , <i>Tungussia</i> sp., <i>Parmites</i> aff. <i>concrescens</i>
	I _{5,18}	<i>Tungussia</i> aff. <i>confusa</i>
	I _{5,16}	<i>Conophyton ressoti</i> , <i>Jacutophyton</i> , <i>Tungussia</i> aff. <i>confusa</i> , <i>Tilemsina</i> aff. <i>digitata</i>
	I _{5,14}	<i>Conophyton ressoti</i> , <i>Jacutophyton</i> , <i>Tilemsina digitata</i>

Tableau XI : Principaux Stromatolites des groupes d'Atar et de Tifounke d'après les travaux de J. Bertrand-Sarfati (à paraître).

E - CONCLUSIONS

La série 1 en Adrar est particulièrement favorable à l'étude des Stromatolites qui présentent une grande variété de types ainsi que de formes et de bonnes conditions d'affleurement. Leur étude nous amène à formuler trois remarques portant sur la systématique, la texture et l'intérêt paléogéographique des Stromatolites.

- La coupure généralement faite dans la systématique des Stromatolites entre les Stromatolites à lamelles hémisphériques (*Collenia* et *Cryptozoon*) et les *Conophyton* qui présenteraient un degré d'organisation plus élevé, n'est pas fondamentale ; en effet ces deux types de structures sont intimement associés dans les Stromatolites branchus, ou *Jacutophyton*, des niveaux 14 et 20, I₅.
- Dans les *Conophyton* qui forment le tronc des Stromatolites branchus, la couche hyaline est

calcaire, alors que la couche claire est essentiellement dolomitique. Couches claires et sombres alternent de façon irrégulière ; c'est l'intégration de plusieurs couches hyalines qui constitue les anneaux calcaires millimétriques mis en évidence sur sections polies par coloration au nitrate de cuivre ou à l'alizarine.

- Les récifs de Stromatolites, abondants dans toute la série 1, ont une orientation variant de NNE à NE, qui correspond à l'orientation du courant dominant telle qu'elle a pu être déterminée à partir des mesures de ripple-marks, bounce-marks, groove-marks et striation-marks. Il semble bien que ce courant soit la marée. Dans le niveau 35, I_g, l'orientation des récifs se retrouve identique jusqu'à Chegga, à 750 km au NNE. Les récifs à Stromatolites peuvent donc, à l'égal des structures sédimentaires, jouer un rôle majeur dans les reconstitutions paléogéographiques. Dans une étude récente des récifs à Stromatolites précambriens (2.370 MA - 1.850 MA) de la formation de Perthi au Canada, P. Hoffman (1967) démontre que ces structures sont orientées parallèlement aux courants. Sur une distance de 160 km il y a coïncidence quasi parfaite entre 1.377 mesures de Stromatolites déformés dont la taille varie de 1 cm à 80 m (bioherme) et 679 mesures de structures sédimentaires (orientation des galets des niveaux conglomératiques, stratifications obliques, rill-marks, ripple-marks). Certains Stromatolites de type LLH indiquent à la fois la direction et le *sens* du courant.

L'étude des Stromatolites de la série 1 n'a pas été suffisamment détaillée pour qu'elle permette de vérifier s'il existe une zonation horizontale du type de celle décrite par B.W. Logan (1961) dans la baie de Shark en Australie.

L'association des Stromatolites à de la glauconie, à des stries de courant, des ripple-marks et des traces d'émersion indique une sédimentation très peu profonde qui apparaît en contradiction avec la très grande extension géographique de ce faciès.

L'association Stromatolites - sédimentation carbonatée est quasi constante dans tout le groupe d'Atar, ce qui démontre le rôle déterminant joué par les Stromatolites dans la précipitation des carbonates et notamment de la dolomite.

Par comparaison avec la stratigraphie du Précambrien supérieur d'U.R.S.S., J. Bertrand-Sarfati (à paraître) et J. Bertrand-Sarfati et M.E. Raaben (1970) rattachent les Stromatolites des groupes d'Atar et de Tifounke au Riphéen supérieur (tabl. VIII) caractérisé par le très grand développement des formes en colonnes. Nous verrons, dans la conclusion à l'étude de la série 1, que cet âge est en accord avec les premiers résultats des études géochronologiques.

IV - DONNEES STRUCTURALES

Les accidents cassants sont beaucoup moins abondants que dans le groupe de Char. Ils se limitent à quelques failles peu importantes dans I₃ et à la grande faille de l'Azarane-Tirembaz, orientée NE-SW, qui prend en écharpe la totalité du groupe d'Atar. A la hauteur de la palmeraie d'Amder, cette faille a un rejet horizontal de 2 à 3 km environ décalant le compartiment NW vers le SW. A l'Est d'Atar son tracé est difficile à déterminer étant donné l'importance du recouvrement ; selon S. Daveau (1967), elle décrocherait les terrasses anciennes datées de la fin du Tertiaire ou du début du Quaternaire.

Le cours inférieur de l'oued Amder, entre les palmeraies d'Amder et la ville d'Atar, est installé sur une zone faillée sub-parallèle à la faille de l'Azarane-Tirembaz. Ces failles ont été recoupées à proximité d'Atar lors de la campagne de sondage de recherche d'eau (R. Trompette, 1964 et 1966). Le compartiment situé sur la rive gauche de l'oued Amder a un pendage double (2,75 %) de

celui du compartiment de la rive droite (1,4 %).

Les dolomies du I_{11} , là où elles forment surface structurale, sont parcourues par un réseau serré de diaclases orienté N 55° qui donne aux affleurements un faciès photogéologique finement strié.

Les stylolites, présents dans I_5 notamment, sont une preuve de l'existence de tensions importantes. On s'accorde généralement pour voir dans ces figures le résultat de circulations de solution sous-pression (G.C. Amstutz et W.C. Park, 1967) avec remise en mouvement d'une partie de la matière indurée (phénomènes diagénétiques). Les quartz et les carbonates automorphes qui garnissent les géodes de I_5 pourraient représenter le produit de la cristallisation de ces solutions. Dans cette hypothèse, stylolites et remplissage des géodes seraient contemporains et liés à des circulations de solutions chaudes (70-200°) sous pression (G.A. Deicha, 1952).

V - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

A - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE ET LES CONDITIONS DE SEDIMENTATION

Compris entre la discordance de ravinement de la base de I_3 , nette dans la région de l'Oued Ntouiskes et d'Hamdoun, et la discordance de ravinement de la base de I_{12} bien visible du Guelb Nouatil au Sud aux dunes de l'Oum Arrouaba au Nord, le groupe d'Atar, épais de 715 m environ, est une unité stratigraphique nettement individualisée. Le tableau XII en donne une description simplifiée. *Ce groupe est caractérisé par une sédimentation carbonatée d'origine organique.* D'une façon schématique, on peut distinguer deux ensembles : à la base les grès-quartzites de Foum Chor souvent grossiers, au centre et au sommet une alternance de roches carbonatées à Stromatolites, et de roches détritiques fines (shales, siltstones et grès très fins).

La base de I_3 est marquée par un épisode continental ; les galets éolisés (M.-O. Bongrand, R. Dars et J. Sougy, 1961) sont l'indice d'une émergence plus ou moins longue sous climat désertique chaud ou froid. Les observations faites dans la région de Fort Gouraud (G. Bronner, J. Sougy et R. Trompette, 1967 inédit) laissent penser qu'il s'agit vraisemblablement d'un climat désertique froid ; certains blocs de socle de plusieurs dizaines de mètres de diamètre situés au mur de I_3 représentent peut-être des blocs erratiques transportés par des glaciers, les structures métriques en baignoires, en auges, étant à rapprocher des fentes en coin décrites dans les climats froids des zones périglaciaires.

Les grès-quartzites de I_3 portent également, dans leur ensemble, la marque d'un façonnement éolien (abondance des grains de quartz ronds-mats). Cependant les stratifications obliques, les ripple-marks, la stratification régulière aux échelles hectométrique et kilométrique indiquent une sédimentation aqueuse dans un vaste bassin continental ou (et) peut-être dans une mer peu profonde. La coupure entre I_3 , qui se termine par des grès-quartzites très grossiers, souvent conglomératiques, et I_4 , qui débute par des grès très fins, des siltstones et des shales, est brutale et suggère une transgression.

La partie supérieure du groupe d'Atar, soit environ 600 m de sédiments, est constituée par une séquence rythmique où alternent détritiques fins et roches carbonatées d'origine organique.

- Les détritiques, qui constituent l'essentiel de I_4 , I_6 , I_8 et I_{10} , sont caractérisés par la

finesse de leur taille et par leur très bon classement ; il s'agit de sédiments très élaborés déposés dans une mer calme. Le caractère marin de ces dépôts est prouvé par la présence de ripple-marks, de rides d'oscillation interférentes, de groove-marks, de bounce-marks, de striation-marks, associés à certains niveaux à de la glauconie. Actuellement la glauconie se forme en mer dans des conditions moyennement réductrices, souvent en présence de matières organiques, à une profondeur de 18 à 730 m selon P.E. Cloud (1955) de 30 à 2.000 m selon D.H. Porrenga (1967), et plus particulièrement sur le plateau continental. La couleur pâle de la glauconie de l'Adrar est liée à une faible teneur en Fe⁺⁺⁺ ; d'après K. Simulikowski (1936), cité par W.A. Deer, H.A. Howie et J. Zussman (1963), la glauconie des sédiments anciens contient moins de fer ferrique et est plus pâle que celle des sédiments récents. Une partie au moins de cette glauconie dérive, par altération, de paillettes de biotite détritique.

			Nomenclature Th. Monod (1952)	Niveau strati- graphique	GROUPE DE TIFOUNKE		Epaisseurs en mètres partielles et totales	
SÉRIE 1 PRECAMBRIEN SUPÉRIEUR	GROUPE D'ATAR 710 m environ	Dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires de Touderguilt I ₁₁ 88 m	Calcaires de Touderguilt C ₁₁ (en partie)	40	DISCORDANCE DE RAVINEMENT			
				39	dolomie brune litée à Stromatolites en colonnes avec lits centimétri- ques et rognons de silexite		8	88
				38	dolomie brune massive à Stromatoli- tes en colonnes		57	
		Grès très fins, siltsto- nes, shales et calcaires silteux d'Aouleigate I ₁₀ 86 m	Cg-10		calcaire et calcaire dolomitique bruns et bleus, lités, à Stromato- lites en colonnes		23	
				37	grès très fin, siltstone, shale glauconieux, avec fines intercala- tions de calcaire		69	86
				36	calcaire silteux feldspathique et siltstone feldspathique calcaire		17	
		Calcaires et calcaires dolomitiques d'Aouinet ould Bou Derballa I _g 39 m	Calcaires de Tawaz C _g	35	calcaire dolomitique à récifs de Stromatolites en colonnes formant des dos de tortue, sous-marins et bulbe d'oignon		3	39
				34	shale micacé et siltstone à glau- conie		10	
				33	calcaire dolomitique conglomérati- que à Stromatolites en colonnes formant des dômes		22	
				32	calcaire conglomératique avec min- ces lits de shale gréseux		4	

SERIE 1 PRECAMBRIEN SUPERIEUR	GROUPE D'ATAR 710 m environ	Siltstones et shales glauconieux de l'Oued Terrarit I ₈ 44 m	Calcaires de Tawaz C ₈	31	calcaire silteux conglomératique et siltstone calcaire glauconieux	7	40
		30		calcaire silteux, glauconieux, conglomératique, à rares Stromatolites	1		
		29		shale vert et siltstone glauconieux avec intercalations lenticulaires de calcaire conglomératique	32		
		Calcaires, calcaires magnésiens et calcaires dolomitiques de Tawaz (s.s.) I ₇ 98 m	Calcaires de Tawaz C ₈	28	calcaire à Stromatolites en colonnes aux formes en croûte de pain ; au sommet formes en dômes et coupoles	13	98
		27		dolomie calcaire bien stratifiée, brun clair, à faciès photogéologique clair caractéristique	8		
		26		calcaire et calcaire dolomitique à Stromatolites en colonnes et à petits vermicelles blancs probablement organiques	77		
		Grès-quartzites très fins, siltstones, shales, dolomies calcaires, calcaires dolomitiques et calcaires de l'Oued Tarioufet I ₆ 76 m	schistes verts C ₆ ; bancs de grès C ₇	25	grès-quartzite et siltstone feldspathique à glauconie	57	76
		24		calcaire silteux à Stromatolites en colonnes aux formes en coupoles et en dômes	2		
		23		calcaire et calcaire dolomitique conglomératique, silteux, glauconieux	8		
		22		calcaire "plissé"	2		
		21		shale noir et calcaire magnésien	7		
		Dolomies, dolomies calcaires, calcaires dolomitiques à Stromatolites avec intercalations de shales d'Atar I ₅ 110 m	Calcaires d'Atar C ₅	20	calcaire et calcaire dolomitique à <i>Conophyton</i>	32	110
		19		shale rougeâtre fissile	16		
		18		dolomie calcaire et dolomie à <i>Conophyton</i> avec intercalations décimétriques de shale pyriteux	12		
		17		shale noir, pyriteux en sondage	4		
		16		dolomie calcaire et dolomie à <i>Conophyton</i> avec fines intercalations de shale	16		
		15		shale noir massif, pyriteux en sondage	16		
		14		dolomie et dolomie calcaire à <i>Conophyton</i> branchus ou <i>Jacutophyton</i>	14		

Shales, siltstones et dolomies calcaires de Ksar Torchane I ₄ 63 m	schistes de Ksar Torchane C ₄	13	shale, rare siltstone avec intercalations de calcaire et de cuirasse ferrugineuse (?)	20	63
		12	dolomie calcaire à Stromatolites, riche en fer	2,5	
		11	shale, siltstone, grès-quartzite fin à très fin	40	
Grès-quartzites de Foug Chor I ₃ 105 m	grès de Foug Chor C ₃	10	grès-quartzite grossier à très grossier, localement conglomératique	20	110
		9	grès-quartzite fin à moyen, feldspathique, à stratifications obliques, et galets éolisés	89	
		8	conglomérat à galets de quartz éolisés	1	
DISCORDANCE DE RAVINEMENT LOCALEMENT ANGULAIRE (GLACIAIRE ?)					
GROUPE DE CHAR					

Tableau XII : La série stratigraphique du groupe d'Atar I₃-I₁₁ en Adrar de Mauritanie.

Le caractère réducteur et calme du milieu de sédimentation est confirmé par la présence de pyrite rarement visible sur les affleurements mais abondante dans les niveaux de shale et shale silteux (I₄ et I₅) des carottes de sondages d'Atar (la magnétite est plus rare), par l'abondance dans certains siltstones de fines et fragiles paillettes de muscovite et de biotite disposées à plat dans la stratification.

Les feldspaths constituent souvent un fort pourcentage des minéraux détritiques ; ils sont le plus souvent frais, indiquant une altération chimique très faible sur le continent. Les shales sont essentiellement formés de minéraux du groupe des illites héritées directement du continent ; dans certains niveaux de grès très fins et de siltstones, les paillettes de muscovite montrent un début de transformation en kaolinite.

Les horizons détritiques fins du groupe d'Atar se sont donc déposés dans une mer calme, peu profonde, à caractère réducteur. Les matériaux fins étaient apportés par des courants de force modérée orientés dans les deux exemples étudiés (base de I₃ et toit de I₁₀) NE-SW et probablement dirigés vers le SW.

- *Les roches carbonatées* sont, dans plus de 90 % des cas, des roches construites liées à l'activité d'Algues. Les Stromatolites donnent des renseignements paléogéographiques précis ; ils vivent actuellement dans des eaux marines, plus rarement continentales, à de faibles profondeurs (zones supralittorale, médiolittorale et infralittorale). Des eaux chaudes moyennement agitées, une sédimentation calme, pauvre en détritiques grossiers, sont nécessaires à leur développement ; ils tolèrent par contre d'assez fortes variations de salinité. Les formes actuelles sont cantonnées dans les zones tropicales chaudes arides (Bahamas, Floride, côte occidentale de l'Australie, Golfe Persique). Leur étude a permis d'établir une véritable zonation des récifs de Stromatolites. Dans la baie de Shark, en Australie, les Stromatolites à laminations subhorizontales colonisent plus particulièrement la zone supratidale et le sommet de la zone interti-

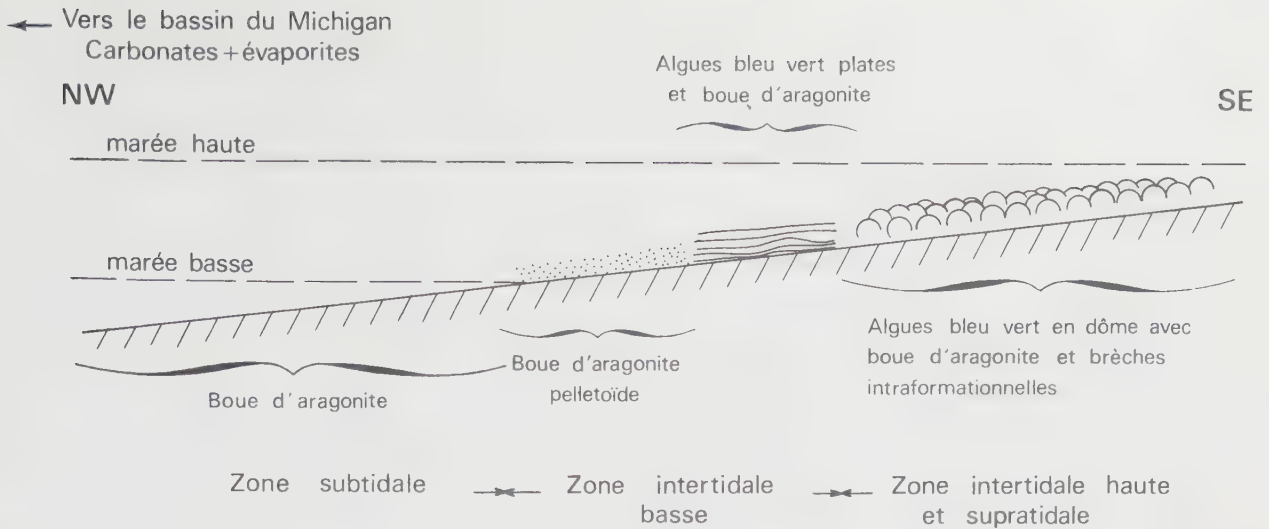
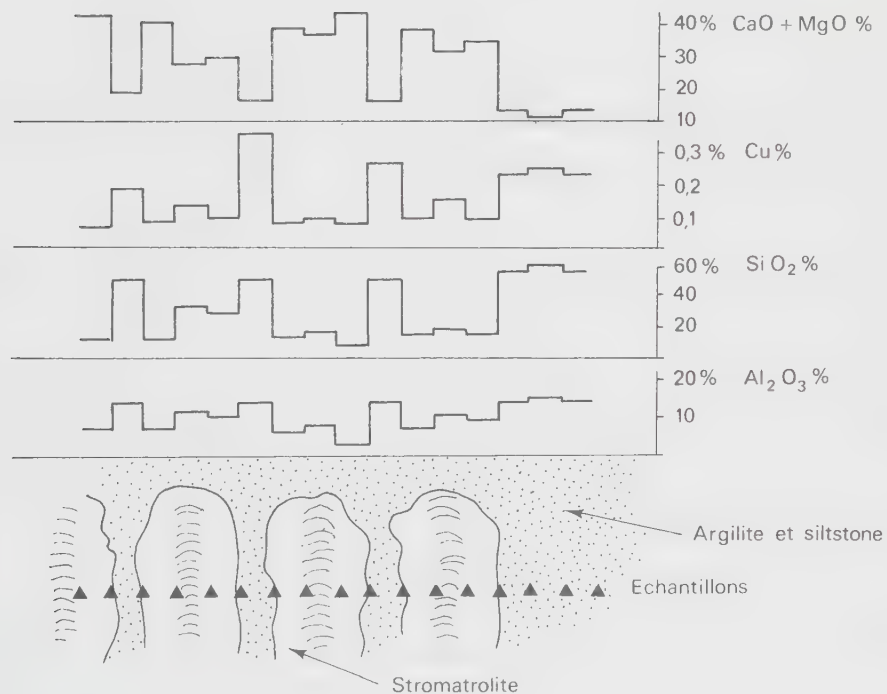


Schéma paléogéographique des dolomies du Cayugan (Silurien) de l'Ohio (U.S.A) d'après D.A TEXTORIS et A.CAROZZI (1966)

Figure 74



Coupe schématique montrant les variations des teneurs en CaO + MgO, Cu, SiO₂ et Al₂O₃ dans un récif à Stromatolite de la mine de Mufulira (Rhodésie) d'après S.P. MAPLAN (1964)

Figure 75

dale, alors que les Stromatolites isolés de type SH-V se cantonnent à la base de la zone intertidale (B.W. Logan, 1961). Bien que ces différentes formes se retrouvent en Adrar, il nous paraît prématuré, dans l'état actuel de nos connaissances, d'établir une telle zonation au sein des niveaux carbonatés du groupe d'Atar, ceci d'autant plus que nous ne pouvons suivre l'évolution des Stromatolites que selon une composante SW-NE, peut-être parallèle au rebord du bassin.

La place et la signification des Stromatolites dans la séquence lithologique ont été récemment discutées par plusieurs auteurs. Dans le système de la Bushimay (ancien Congo Belge) d'âge Précambrien supérieur, les Stromatolites s'inscrivent au début d'une séquence négative, ou plus souvent juste avant son amorce ; ils sont précédés, soit par une coupure sédimentologique importante, soit le plus souvent par une longue période de stabilité, jamais en tout cas par une séquence positive (P. Raucq, 1957). Par contre dans le Cayugan (Silurien) de l'Ohio (D.A. Textoris et A. Carozzi, 1966), dans la formation de Minturn (Pennsylvanien) du Colorado (J.R. Sam Boggs, 1966) et dans la formation de Macumber (Mississippien) des Provinces maritimes du Canada (P.E. Schenk, 1967), les Stromatolites apparaissent intégrés au sein d'une séquence carbonatée positive passant vers le sommet à des dépôts d'évaporites. C'est ainsi que la coupe des dolomies à Stromatolites du Cayugan donnée par D.A. Textoris et A. Carozzi (1966) est identique à la représentation paléogéographique, reproduite dans la figure 74, lue de gauche à droite ; on retrouve ici une application de la très ancienne règle de Walther selon laquelle c'est la migration horizontale des faciès qui est responsable de la superposition verticale des roches. Dans le groupe d'Atar, les Stromatolites font suite, ou précèdent le plus souvent, une sédimentation détritique fine (grès très fins, siltstones, shales). La séquence n'atteint jamais les évaporites comme dans le Cayugan de l'Ohio.

Enfin, d'un point de vue chronostratigraphique, les études de J. Bertrand-Sarfati ont abouti à paralléliser les Stromatolites des groupes d'Atar et de Tifounke avec ceux du Riphéen supérieur d'U.R.S.S. On y retrouve la même prolifération des formes en colonnes associées à quelques *Conophyton*.

La composition chimique des roches carbonatées à Stromatolites varie du calcaire pur à la dolomie. Nous avons montré, dans le cas des *Conophyton* branchus de I₅, I₄, que la dolomitisation est probablement syngénétique ou diagénétique précoce ; ce résultat peut s'appliquer à l'ensemble des dolomies du groupe d'Atar. L'association roche carbonatée à Stromatolites et conglomérats intraformationnels est fréquente. Ces conglomérats sont le produit de remaniements locaux, par des courants, de boue à demi-indurée ; ces mêmes courants, qui pourraient bien être la marée, sont responsables de l'orientation des récifs en sous-marins et probablement des *Conophyton* déformés.

La présence de dolomie syngénétique ou diagénétique précoce évoque un bassin peu profond aux eaux fortement salées. Ceci est confirmé par les résultats des quelques dosages de bore (tableau d'analyses chimiques 3) effectués sur les intercalations argileuses de I₄, I₅, I₆, I₈ et I₉. Lors de l'étude des formations glaciaires fini-ordoviciennes et des shales siluriens, nous aurons l'occasion de montrer que la teneur en bore des illites est un bon indicateur de paléosalinité. On considère que des teneurs de 150 à 250 p.p.m. indiquent un milieu marin. Les valeurs obtenues pour le groupe d'Atar dépassent nettement ces chiffres, notamment dans I₅ où elles approchent 800 p.p.m. et caractérisent une sédimentation en milieu sursalé.

Les roches carbonatées du groupe d'Atar se sont donc déposées dans une mer épicontinentale peu profonde et chaude, où proliféraient des Algues constructrices du groupe des Cyanophy-

cées ; les apports terrigènes en provenance du continent étaient réduits, très fins et ne procédaient pas d'une altération poussée.

Tant du point de vue sédimentologique que climatologique, le groupe d'Atar se subdivise en deux :

- à la base I₃, caractérisé par une sédimentation détritique abondante, parfois grossière, avec à sa base des indices glaciaires ou périglaciaires ;
- ensuite de I₄ à I₁₁, une sédimentation carbonatée et détritique fine de mer chaude, calme, peu profonde, où les organismes jouent un rôle très important.

Le climat est chaud sans que l'on puisse préciser davantage. Les Stromatolites, les phénomènes de dolomitisation syngénétique ou plus probablement diagénétique précoce, caractérisent actuellement des climats chauds et arides (Bahamas, Golfe Persique...). L'activité organique, peu importante, est réduite aux plateformes et mers épicontinentales colonisées par une flore de Cyanophycées. La grande extension géographique des roches carbonatées à Stromatolites atteste que ces mers épicontinentales occupaient de très vastes surfaces.

Le continent, sans grand relief, fournit des matériaux fins, bien classés, peu altérés ; lors de la sédimentation du toit du groupe d'Atar, ces matériaux sont transportés par des courants (marée ?) dirigés du NE et du NNE vers le SW et le SSW.

B - COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

Les comparaisons se feront uniquement avec la partie NE du bassin de Taoudeni où il est possible de suivre certains niveaux de roches carbonatées à Stromatolites de l'Adrar jusqu'au-delà de la frontière algérienne.

1) De l'Adrar au Hank occidental (long. 10° W) ; G. Rocci, 1950, 1951 et 1957 (1955) et Y. Péronne, 1966.

Dans cette région basse, ensablée, sans relief, les coupes sont rares et difficiles à lever ; la connaissance de la série stratigraphique n'est que fragmentaire. Le groupe d'Atar, toujours nettement individualisé, est compris entre le C₂ (notation G. Rocci, 1957 [1955]) formé de dolomies grés-argileuses violacées, de grès et siltstones dolomitiques, de dolomies franches à silex et de shales, et les grès-quartzites et les grès tendres souvent glauconieux de C₅. La discordance de ravinement de la base du groupe d'Atar est bien visible dans l'Oued el Gah, à la hauteur de la Kédia Idjil (J. Sougy et R. Trompette, 1966). La seconde discordance de ravinement, qui en Adrar souligne le toit du groupe d'Atar, n'a pas été décrite plus au Nord ; cependant C₅ débute à Tourine-Jbeïlat par des argiles tuffacées jaunes couronnées par une mince assise de silexite compacte et à Jbeïlat par une brèche de silexite à ciment siliceux (G. Rocci, 1951 et 1957 [1955]) dont les faciès sont très voisins des niveaux 41 et 42 qui en Adrar constituent la base du groupe de Tifounke et comblent la discordance de ravinement. De plus G. Rocci (1957 [1955], p. 48) signale à ce niveau, dans la région d'Aouchich Tourine, de fréquentes variations de faciès entraînant la disparition des grès glauconieux qui coiffent C₄ au profit d'argile et de silexite. Nous sommes tenté de voir dans ce passage latéral la discordance de ravinement du mur de I₁₂ qui amène au contact les argiles et silexite du mur du groupe de Tifounke et les différents niveaux du groupe d'Atar. G. Rocci (1950, 1951 et 1957 [1955]) et Y. Péronne (1966) ont subdivisé le groupe d'Atar en deux ensembles, le C₃ et le C₄.

a) le C_3

Il débute par un conglomérat à galets éolisés. Dans l'Oued el Gah ce conglomérat est vraisemblablement d'origine glaciaire (G. Bronner, J. Sougy et R. Trompette, inédit) ; il renferme des blocs de granite dépassant 10 m de longueur, peut-être transportés par des glaciers. Ces grès grossiers et conglomératiques passent rapidement à des grès-quartzites de granulométrie moyenne, feldspathiques et légèrement micacés. A la partie supérieure, on note un retour à une sédimentation grossière. Son épaisseur est, comme en Adrar, de l'ordre de 100 m.

b) le C_4

Il a été subdivisé par G. Rocci (1957 [1955], p. 48) en 4 horizons qui sont de haut en bas :

- C_4 d : calcaires concrétionnés avec *Collenia* peu nets et intercalations de silexite (SE de la sebkha Timijate) et de grès psammitiques (région de Tourine).
- C_4 c : c'est l'assise la plus puissante 150 m. Elle est constituée par une répétition de calcaires à Stromatolites avec récifs métriques, de calcaires bréchiques, et de grès et shales glauconieux. A côté des récifs en sous-marins, en bulbes d'oignon et en dos de tortue étudiés par G. Rocci (1950, 1951), Y. Péronne (1966) décrit des Stromatolites de type SH-V, en colonnes, en doigts de gant, souvent séparés par un ciment bréchique qui contient des phosphates (réaction positive au molybdate d'ammonium) et plus rarement des oolithes. G. Rocci (1951) indique que, sur la feuille au 1/500.000 Tourine, les récifs en sous-marins sont orientés N 10°. Cette constance dans l'orientation des récifs stromatolitiques en Adrar et à Tourine, points distants de plus de 300 km, indique que la direction des courants restait la même sur de très grandes surfaces. Enfin, les grès fins psammitiques, glauconieux et plus ou moins carbonatés occupent les dépressions et n'affleurent que de façon sporadique.
- C_4 b : calcaires tachetés épais de 20 à 30 m, affleurant en grandes dalles irrégulières, sonores au coup de marteau, et constitués de petites galettes brunes, rousses ou jaunes, dans un ciment gris.
- C_4 a : calcaires schisteux et feuilletés épais d'environ 100 m, associés à de petits niveaux de shales.

Des corrélations précises avec les faciès du groupe d'Atar en Adrar sont difficiles à établir. Les calcaires à Stromatolites en récifs sont très voisins de ceux décrits à Aouinet ould Bôu Derballa (I_9) et dans l'Oued Tarioufet (I_8) ; les calcaires à *Collenia* frustes et intercalations de silexite de C_4 d sont à rapprocher de I_{11} . Le C_4 défini par G. Rocci est donc à paralléliser avec l'ensemble du groupe d'Atar - moins le I_3 - et non, comme cet auteur l'a fait (G. Rocci, 1957 [1955], p. 48), avec les seuls calcaires de Tawaz (C_8 de Th. Monod 1952, ou I_7 , I_8 et I_9 de notre échelle stratigraphique).

L'épaisseur de C_4 n'est pas connue, elle est probablement voisine de celle mesurée en Adrar (600 m). A la hauteur de la sebkha Timijate, la largeur d'affleurement du groupe d'Atar est nettement plus grande qu'à la hauteur de Timzak en Adrar (44 km contre 28 km) ce qui suppose soit une épaisseur plus grande si le pendage est constant soit un pendage plus faible si l'épaisseur est du même ordre de grandeur. Y. Péronne (1966) donne, dans le Khatt occidental, une épaisseur partielle de 300 m. Le niveau repère à *Conophyton* branchus du mur de I_5 (niveau 14) n'a pas été observé par G. Rocci et Y. Péronne. D'autre part l'ensemble des niveaux carbonatés est assez franchement calcaire, alors qu'en Adrar les horizons dolomitiques sont nombreux.

Une étude détaillée des minéralisations en plomb et zinc signalées par G. Rocci (1951)

dans le Hank a permis à Y. Péronne (1966) de mettre en évidence 3 niveaux minéralisés dans le C_{4a}, C_{4b} et C_{4c} ; la galène, et plus rarement la blende, forment de petites mouches dispersés au sein des calcaires. *Cette minéralisation se situe le plus souvent dans le ciment clair entre les Stromatolites* ; cependant il n'est pas rare de rencontrer des mouches de Pb au coeur ou sur les flancs des Stromatolites. Dans la mine de cuivre de Mufulira (Rhodésie du Nord), située dans la série épimétamorphique des Mines, groupe de Roan, la minéralisation est localisée dans des dolomies à Stromatolites. S.P. Maplan (1964) a montré que la chalcoppyrite est d'autant plus abondante que le pourcentage en carbonate est plus faible (fig. 75) ce qui revient à dire que le cuivre se cantonne dans les argiles et siltstones qui comblent les espaces entre les Stromatolites. Toutefois le caractère synsédimentaire de cette minéralisation n'est pas parfaitement démontré.

Dans les calcaires du Hank, une étude détaillée de la minéralisation en plomb et zinc, en fonction de la répartition des Stromatolites, permettrait peut-être de définir une règle de prospection. Cependant les teneurs restent très faibles.

2) Le Hank central et oriental ; J.R. Villemur, 1967 et S. Rouaix, C. Sainton et J.R. Villemur, 1952.

Dans le Hank central et oriental, les subdivisions proposées par J.R. Villemur (1967) sont purement lithologiques et les corrélations avec la série stratigraphique de l'Adrar sont approximatives. Le groupe du Hank, équivalent de la série 1 en Adrar, a été subdivisé par J.R. Villemur (1967) en trois formations :

- la formation détritique supérieure
- la formation calcaréo-dolomitique à Stromatolites
- la formation détritique inférieure

La formation calcaréo-dolomitique débute avec le premier banc à Stromatolites. La formation détritique inférieure serait donc l'équivalent lithostratigraphique de I₃ et I₄, I₁ et I₂ n'étant pas représentés à l'Est de Bir Amran ; la formation calcaréo-dolomitique correspondrait grossièrement aux groupes d'Atar et de Tifounke, amputés de I₃ et I₄.

a) *La formation détritique inférieure*

Elle présente une importante variation d'épaisseur du SW vers le NE :

- | | |
|------------------------------------|---------------------|
| - d'El Mreïti à la latitude 24°30' | 1 à quelques mètres |
| - à El Mzereb | 100 m |
| - à Chegga | 150 m |

Aux faibles épaisseurs correspondent des grès grossiers, parfois microconglomératiques et ferrugineux. Au Nord de la latitude 24°30' apparaissent des faciès fins, shales et siltstones.

b) *La formation calcaréo-dolomitique*

C'est un ensemble carbonaté massif caractérisé par la présence de Stromatolites ; il est épais de 200 m à El Mreïti et de 300 m à Chegga.

D'El Mreïti, à El Mzereb on peut distinguer de haut en bas :

- *les niveaux marmoréens et bréchoïdes* formés de bancs à Stromatolites et de bancs de brèches intraformationnelles
- *les schistes du Hank* constitués de shales et siltstones carbonatés et micacés très feuilletés

- les niveaux du *Touirist* constitués de roches carbonatées à Stromatolites, riches en matière organique avec fréquemment de la pyrite et de la glauconie. A la base affleure un calcaire bitumineux, noir, finement lité.

D'El Mzereb à Chegga, on retrouve les niveaux marmoréens et bréchoïdes. Par contre les shales et siltstones, ainsi que le faciès bitumineux, ont disparu ; ils sont remplacés par un ensemble massif de roches carbonatées à Stromatolites.

3) La région de Chegga - Chenachane - Grizim (frontière algéro-mauritanienne) ; P. Gévin, 1960 (1958), G. Durozoy, 1960 et J.R. Villemur, 1967.

La série "infracambrienne" a été subdivisée (G. Durozoy, 1960) en trois ensembles transgressifs séparés par des lacunes plus ou moins importantes :

- une série supérieure argilo-gréseuse
- une série calcaire
- une série gréseuse inférieure

La série gréseuse inférieure et la série calcaire peuvent être parallélisées, en première approximation, avec les groupes d'Atar et de Tifounke.

a) *La série gréseuse inférieure*

Elle est épaisse de 175 m dans la région d'Ed Diouk-Chegga, de 15 à 25 m dans l'oued Souss, la région de Mokrid-Chenachane, la région de Teggeur et la région de Tilemsi ould Aïda.

A Ed Diouk, la partie inférieure est nettement détritique : grès grossiers à stratifications entrecroisées, grès argileux, grès carbonatés, shales gréseux et silteux parfois glauconieux avec une intercalation de calcaires violacés à Stromatolites ; la partie supérieure est plus franchement carbonatée, elle comprend des calcaires et dolomies à Stromatolites, des calcaires microconglomératiques à nodules de silex, des calcaires oolithiques et pseudo-oolithiques, des grès carbonatés, des shales gréseux et silteux.

b) *La série calcaire*

Son épaisseur diminue d'Ouest en Est, 400 m à Chegga-Ed Diouk, 275 m dans l'oued Souss, 200 m à Mokrid-Chenachane, 175 m à Teggeur et 100 m à Grizim ; corrélativement les intercalations détritiques prennent de l'importance. Cette série débute par un niveau de calcaire à *Conophyton* en orgues particulièrement net dans la région de Chenachane où il a été décrit par N. Menchikoff (1946). Les *Conophyton* y forment des troncs verticaux, droits, cylindriques de 15 à 20 cm de diamètre. Les troncs sont parallèles et régulièrement disposés ; ils sont séparés par un ciment carbonaté de même composition que les Stromatolites eux-mêmes. A leur sommet les troncs se renflent pour atteindre 70 cm de diamètre, ou se dissocient en lames méandriformes. Ce niveau rappelle beaucoup le niveau I4 qui, en Adrar, constitue la base de I₅.

La série se poursuit par des calcaires dolomitiques, bréchoïdes ou rognoneux avec des Stromatolites en lamelles anastomosées (type LLH) ou en voûtes que N. Menchikoff (1946) rapproche des "ré-cifs en coupole" du Cambrien de Carteret (A. Bigot, 1929) ; viennent ensuite des grès calcaires glauconieux et des shales.

Comparée au groupe d'Atar, cette série apparaît comme plus mince et moins nettement dolomitique.

Cette étude de la bordure NW du bassin de Taoudeni montre que d'Atar à la frontière algérienne, soit sur 1.000 km, les faciès du groupe d'Atar varient peu. Les corrélations de détail restent cependant difficiles, les subdivisions étant purement lithologiques.

Chapitre IV

ETUDE DU GROUPE DE TIFOUNKE

Le groupe de Tifounke (I₁₂) est limité, à sa base, par une brèche de silexite et des argiles ocre, pulvérulentes qui remblaient une discordance de ravinement et, à son sommet, par un conglomérat à galets de silexite et de quartzite qui forme le premier niveau du groupe de l'Assabet el Hassiane.

C'est un ensemble essentiellement dolomitique, d'épaisseur très variable : 30 m dans la coupe de Bathat Agjim, environ 80 m dans la coupe de Tifounke décrite dans le chapitre I ; il est assez mal représenté en Adrar où il n'affleure qu'au Nord, sur la feuille Chinguetti.

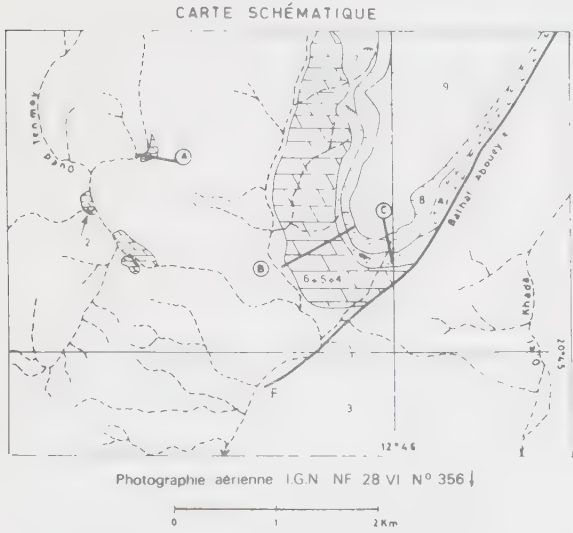
L'étude de ce groupe se fera à partir de cinq coupes : les deux coupes fondamentales de la Bathat Agjim (fig. 76) et de l'Oued Tifounke (fig. 14) et les trois coupes de Bthaat Ifernane (fig. 12), du guelb Nouatil (fig. 13) et de la portion est d'Aouinet ould Bou Derballa (fig. 38) qui se limitent à la description de la base du I₁₂. Quatre de ces cinq coupes ayant déjà été décrites, nous nous contenterons d'étudier la coupe 20 de Bthaat Agjim et de résumer les données de la coupe de Tifounke.

I - DESCRIPTION DES COUPES

1) Coupe 20 de la Bathat Agjim (fig. 76)

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
9	9,5	I ₁₃	47	grès-quartzite moyen à cassure blanche ou miel mouche-tée de rouille (oxydes et hydroxydes de fer), à patine brun sombre, à débit parallélipédique.	TA 1266 L.M.
8	17,0	I ₁₃	46	shale vert moutarde, légèrement micacé, à débit esquilleux ; à la base petits bancs de 5 à 10 cm de grès-quartzite fin, feldspathique, glauconieux.	TA 1265 R.X TA 1264 L.M.
7	11,0	I ₃	45	grès-quartzite fin, à cassure claire, à patine sombre, avec mouches rouille millimétriques constituées de grains de quartz colorés superficiellement par des oxydes et hydroxydes de fer ; très belles stratifications obliques.	TA 1263 L.M.

6	0,5	I ₁₃	44	conglomérat (pl. photo. VIII) : - galets de 1 à 10 cm de silexite, plus rarement de quartzite, arrondis, aplatis, souvent polyédriques, disposés le plus souvent à plat dans la stratification - ciment constitué par un grès-quartzite fin.	TA 1262 L.M.
	38,0	I ₁₃			
5	8,0 env.	I ₁₂	43	dolomie calcaire (CaO : 35 % ; MgO : 15,6 %) crème, à cassure grise avec rares intercalations de silexite ; paléocérosion karstique au toit (pl. photo. VIII).	TA 1261
4	1,5	I ₁₂	42	alluvions de la Bathat Agjim masquant le toit du niveau 3.	
3	15,0 à 30,0	I ₁₂	42	silexite et brèche de silexite avec éléments remaniés de Stromatolites silicifiés.	
	30,0 env.	I ₁₂			
2	2,0 à 5,0	I _{II}	40	dolomie brune en bancs massifs avec petits lits de silexite.	
1	2,0 env.			alluvions de l'Oued Tenmoy.	



Coupes 20 de I₁₂ et I₁₃ à Bathat Agjim

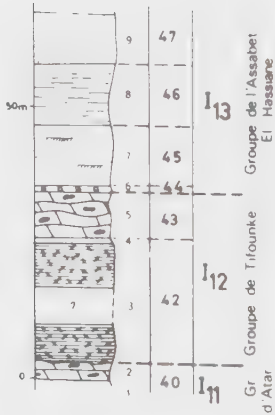
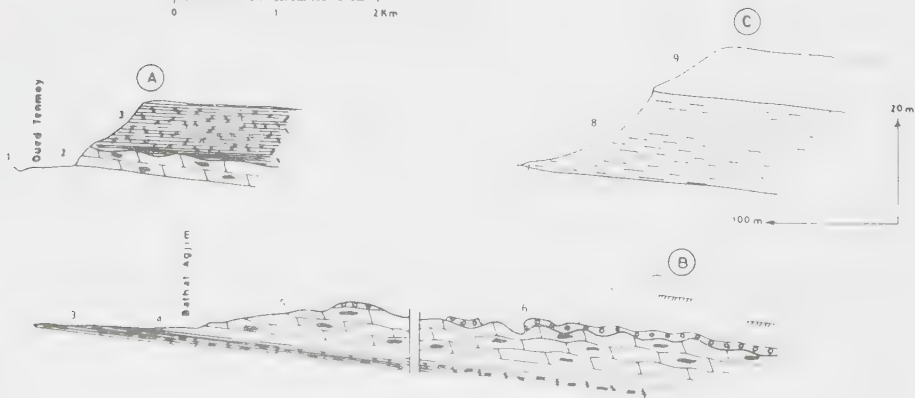


Figure 76

Le conglomérat du niveau 6, qui marque la base du groupe de l'Assabet el Hassiane, est, à l'échelle de l'affleurement, discordant sur les dolomies de I₁₂ (fig. 16 et pl. photo. VIII). L'épaisseur totale de I₁₂ ne dépasse pas 30 m.

2) Résumé des données de la coupe schématique de Tifounke (fig. 14)

I₁₂ est formé de dolomies massives à stromatolites alternant avec des silexites noires en rognons, ou plus fréquemment en lits, qui renferment également des Stromatolites. Ces silexites, remaniées dans les niveaux bréchiques, proviennent de la silicification diagénétique précoce de niveaux carbonatés. L'alternance régulière dolomie-silexite montre que la silicification s'est répétée de nombreuses fois durant la sédimentation du I₁₂.

La signification de la brèche du niveau 7, qui n'a été rencontrée dans aucune autre coupe, reste inconnue. A titre d'hypothèse, nous avons considéré qu'il s'agissait d'une brèche intraformationnelle.

I₁₂ renferme de très nombreux Stromatolites en colonnes. *Tifounkeia globulosa* et *Tifounkeia* aff. *globulosa* sont abondants dans les parties inférieure et moyenne, tandis que les Tungusides caractérisent la partie supérieure (J. Bertrand-Sarfati, à paraître).

3) Conclusions

Les argiles, brèches de silexite, silexites et dolomies à Stromatolites de I₁₂ se présentent comme une formation carbonatée homogène avec, à la base, des niveaux d'argiles et de brèches remblayant une paléosurface d'érosion creusée dans I₁₁. Par rapport aux formations carbonatées du groupe d'Atar, I₁₂ est caractérisé par sa nature franchement dolomitique et par la présence de très nombreux niveaux, parfois discontinus, de silexite noire.

La flore de Stromatolites de I₁₂ est assez voisine de celle du I₁₁, montrant ainsi que la discordance de ravinement, qui sépare les groupes d'Atar et de Tifounke, ne constitue pas une frontière entre deux unités paléontologiques différentes.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

1) Description macroscopique

Les argiles ocre, pulvérulentes du niveau 41 de la coupe 18 à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa, évoquent les niveaux argileux associés à certaines altérations de type latéritique ; elles sont très différentes de l'ensemble des niveaux de shales de la série 1 et n'ont pas été retrouvées ailleurs.

Les brèches de silexite n'affleurent qu'au Nord, dans la région d'Aouinet ould Bou Derballa et de Bthaat Ifernane où elles forment, au-dessus des calcaires et dolomies bien lités de I₁₁, des étendues sombres mal ou pas stratifiées, drainées par un réseau d'oueds très ramifié. Ces brèches de silexite, qui renferment des Stromatolites, proviennent, au moins pour une partie, de la silicification puis du démantèlement de formations carbonatées à Stromatolites.

Dans la région de l'Oued Tifounke (fig. 15) et du Guelb Nouatil, I₁₂ est constitué d'une alternance de dolomies et de silexites à Stromatolites. Cette formation, qui donne naissance à

une série de massifs bien stratifiés, aux contours festonnés où alternent bancs clairs (dolomie) et bancs sombres (silexite), est photogéologiquement aisée à identifier ; elle est globalement imperméable et les oueds y développent un abondant chevelu d'affluents qui suivent souvent des directions de diaclases orientées N 70° et 160°.

2) Description microscopique

- *les brèches de silexite* éch. TA 3000 (I₁₂,42)

Texture bréchique

Le ciment est un grès-quartzite hétérogranulaire, avec quartz détritiques de 100 à 500 μ , rares cristaux de tourmaline verte et de zircon cimentés par de la silice cryptocristalline de la calcédoine et un peu de dolomie, souvent en rhomboèdres, ayant résisté à la silicification. Les éléments, anguleux ou subanguleux, sont des silexites constituées de quartz recristallisé, de silice cryptocristalline, de calcédoine ocre zonée, de restes de dolomite incomplètement silicifiée et d'oxydes et hydroxydes de fer ; certains éléments de silexite montrent de très belles structures oolithiques silicifiées.

- *les brèches de dolomie et de silexite* éch. TA 2991 (I₁₂,42) ; TA 2995 (I₁₂,43)

Texture bréchique

Le ciment est une dolomie finement cristallisée (10 à 15 μ) avec de rares plages limpides de quartz et de calcédoine, quelques quartz détritiques, quelques rhomboèdres de 30 à 50 μ de dolomite ferrugineuse, de la magnétite souvent automorphe en voie d'altération en hématite et limonite.

Les éléments anguleux ou subanguleux sont des dolomies plus ou moins complètement silicifiées ou plus rarement des silexites.

- *les dolomies et silexites à Stromatolites* éch. TA 1671, 2993 et 2994 (I₁₂,43)

Sur le terrain ces deux roches sont intimement associées ; le passage de l'une à l'autre a été observé dans l'échantillon TA 2993.

La dolomie est constituée d'une alternance de couches épaisses de 300 à 900 μ , les unes claires largement cristallisées (40 à 50 μ), les autres grisâtres et plus finement cristallisées (structure stromatolitique) ; ce rubannement est recoupé par des stylolites rectangulaires ou en forme de suture (rectangular type et sutured type de la classification de G.C. Amstutz et W.C. Park, 1967) et de minces filonnets de carbonates. Les couches bien cristallisées renferment de petites cavités où du quartz limpide a recristallisé.

La silexite est formée de quartz de recristallisation, de silice cryptocristalline et de calcédoine ocre à rosée, zonée. Les carbonates, peu abondants, se présentent en poussières, en petits rhomboèdres qui soulignent la structure stromatolitique, ou en grandes plages xénomorphes dans des filonnets recoupants. On peut observer dans la lame mince TA 2993 le passage d'une dolomie à une silexite ; la silicification est irrégulière, elle débute le plus souvent par les couches de carbonates largement cristallisés.

3) Caractères pétrographiques généraux

Dans les brèches, la phase détritique est représentée par des éléments centimétriques à décimétriques de silexite et de roche carbonatée. Dans les dolomies, les éléments détritiques sont très rares.

Les argiles ocre de la coupe 18 à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa sont formées de 50 % d'illite et de 50 % de kaolinite (tableau d'analyses aux R.X 1). A l'affleurement, elles ont le faciès d'une altération qui pourrait dériver de l'altération d'une formation non connue à l'affleurement. L'âge de cette altération reste à préciser.

La phase carbonatée joue un rôle essentiel dans I₁₂. Il s'agit de dolomite (fig. 81 et tableau d'analyses chimiques 2), en cristaux xénomorphes de 20 à 40 μ de diamètre, plus rarement en rhomboèdres.

La silice joue un rôle important. Les niveaux de silexite sont constitués de silice cryptocristalline, de quartz de recristallisation et de calcédoine ; ils proviennent, très probablement, de la silicification diagénétique précoce de bancs de roches carbonatées à Stromatolites. Des petites quantités de phosphates, caractérisés chimiquement par la réaction au molybdate d'ammonium, sont associés aux niveaux siliceux.

Les oxydes et hydroxydes de fer, en granulations, sont associés au ciment carbonaté et aux argiles de la base du I₁₂.

La phase organique n'est pas représentée dans le groupe de Tifounke. Cependant l'abondance des Stromatolites en colonnes atteste que les Algues ont encore joué un rôle important dans l'élaboration des dolomies de I₁₂. Tout comme dans les roches carbonatées à Stromatolites du groupe d'Atar, aucun reste net de structure organique n'a pu être identifié.

III - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

Les Stromatolites de I₁₂ sont très voisins de certaines formes décrites dans le groupe d'Atar et, de ce fait, seront étudiés très sommairement, les principaux problèmes posés par les Stromatolites ayant été détaillés dans le chapitre précédent.

Les structures stromatolitiques sont particulièrement nettes dans les bancs de silexite où la silicification a préservé de très fins détails. Elles sont, pour la plupart, de type lié LLH-C avec un diamètre compris entre 2 et 20 cm.

I₁₂ est, dans l'ensemble de la série 1, l'horizon carbonaté où la flore stromatolitique est la plus homogène. D'après J. Bertrand-Sarfati (à paraître), ce sont, à la base, des *Tifounkeia globulosa* qui, vers le sommet, s'associent à des *Tungussia*. Déjà présentes dans I₁₁ (tabl. XI) les *Tifounkeia* montrent que, du point de vue paléontologique, la coupure qui sépare le groupe d'Atar du groupe de Tifounke n'est pas fondamentale.

IV - DONNEES STRUCTURALES

Au Sud de Bathat Agjim, les dolomies de I₁₂ sont découpées, par des dépressions étroites (50 m et moins) orientées N 150°, en massifs rectilignes allongés, de 100 à 200 m de large et plus de 1000 m de long. Deux autres systèmes de diaclases, moins nets et moins réguliers, orientés N 60° et N 25° recoupent également ces dolomies (fig. 82).

Le réseau hydrographique suit fidèlement ces trois principales directions de diaclases. Nous avons vu que l'érosion karstique, qui a conduit à l'individualisation de dômes métriques au toit du I₁₂ (fig. 16), a également suivi ces systèmes de diaclases.

La direction N 60° paraît être l'équivalent de celle des fines diaclases de I₁₁ orientées N 55°.

V - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

A - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE ET LES CONDITIONS DE SEDIMENTATION

Compris entre deux discordances, le groupe de Tifounke, I₁₂, épais seulement de 30 à 80 m,

a été subdivisé en trois niveaux (tabl. XIII).

SÉRIE 1, PRECAMBRIEN SUPÉRIEUR				Nomenclature Th. Monod (1952)	Niveau stratigra- phique	GROUPE DE L'ASSABET EL HASSIANE		Épaisseurs par- tielles et totales en mètres	
? = ?				DISCORDANCE ? (PERIGLACIAIRE)					
GR. DE TIFOUNKE	Argilites, brèches de silexite, silexite et dolomies à Stroma- tolites de Tifounke	C ₁₁ en partie	43	alternance de dolomie et de silexite à Stromatolites en colonnes avec niveaux bréchiques		20 à 75	40 à 90 m		
	I ₁₂		42	brèche de silexite et de dolomie		1			
			41	argile et ocre ferrugineuse pulvé- rulente		20			
	DISCORDANCE DE RAVINEMENT								
GROUPE D'ATAR									

Tableau XIII : La série stratigraphique du groupe de Tifounke, I₁₂, en Adrar de Mauritanie.

Les dolomies à Stromatolites caractérisent une sédimentation de mer chaude, peu profonde, aux eaux légèrement réductrices (pyrite). Les stratifications obliques décimétriques et les quelques niveaux oolithiques souvent silicifiés indiquent que les courants ont joué un rôle important dans la sédimentation de I₁₂. Ces dolomies microcristallines (cristaux de 20 à 40 μ) pauvres en détritique sont probablement syngénétiques ou diagénétiques précoces. On peut penser qu'elles ont pris naissance par action de saumures magnésiennes sur des boues carbonatées selon les schémas proposés par K.S. Deffeyes, F.J. Lucia et P.K. Weyl (1964), L.V. Illing et A.J. Wells (1964), E.A. Shinn et R.N. Ginsburg (1964), W.H. Taft (1961), J.E. Adams et M.L. Rhodes (1960) et G.M. Friedman et J.E. Sanders (1967). Les silexites brunes et noires interstratifiées en bancs réguliers ont généralement un contact net avec les dolomies voisines ; elles proviennent de la silicification de dolomies à Stromatolites. L'alternance régulière de bancs de dolomie et de silexite indique que la silicification est elle-même diagénétique précoce.

Les dépôts de silexites et de dolomies de I₁₂ caractérisent une mer chaude, peu profonde, agitée par des courants où proliféraient des Cyanophycées. A la sédimentation carbonatée s'ajoutaient périodiquement des dépôts de silice qui recouvraient le fond marin et silicifiaient les vases carbonatées non indurées.

L'interprétation de ces dépôts rythmiques de silexite au sein des dolomies de I₁₂ reste problématique ; il semble qu'il s'agisse d'une précipitation chimique inorganique, puisqu'aucun reste d'organismes habituellement liés à la sédimentation siliceuse (Radiolaires, Eponges...) n'a été identifié. Les travaux de R. Wey et B. Siffert résumés par G. Millot (1964) indiquent que, dans certaines conditions de pH basique et en présence de fortes concentration en magnésium, la solubilité de la silice diminue de plus de 2/3. Les précipitations du magnésium et de la silice sont donc liées. Cependant ce fait n'explique pas l'absence de silexite dans les dolomies des niveaux sous-jacents (milieu différent, pH moins basique ?).

L'origine de la silice reste inconnue ; elle représente peut-être, comme nous le démontrerons pour les silexites de la base de la série 2, la trace d'un épisode volcanique.

H.P. Eugster (1967) a signalé dans le lac Magadi au Kenya la précipitation de deux silicates de soude hydratés, la magadiite $\text{Na Si}_7 \text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ et la kenyaite $\text{Na Si}_{11} \text{O}_{20,5}(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. La magadiite précipite probablement *directement* à partir de saumures alcalines ; les eaux de percolation la transforment ensuite en kenyaite et éventuellement en silexite. Ainsi se dessine un procédé de formation de silexite par précipitation inorganique. Cependant la précipitation de ces silicates de soude requiert des salinités probablement supérieures à celles atteintes au cours de la sédimentation de I_{12} .

La précipitation inorganique de silice, dans un milieu actuel, a été décrite pour la première fois par M.N.A. Peterson et C.C. Von Der Borch (1965) dans le "Coorong lagoon", bras de mer peu profond de la côte sud-est de l'Australie du Sud, caractérisé par des eaux de salinité variant entre 16 ‰ et 274 ‰, à pH élevé pouvant atteindre 10,3, où précipitent de la calcite magnésienne et de la dolomite calcique. La surface des sédiments lacustres sèche en été, montre, sur les plaques desséchées, des enduits porcelanés de quelques millimètres d'épaisseur constitués d'opale provenant de l'altération de quartz détritiques, de la dégradation de minéraux argileux et du lessivage des dunes avoisinantes. La précipitation de la silice se fait au contact entre la couche de saumures à pH 8,2 qui occupe le fond du lac et un horizon situé quelques centimètres sous la surface du sédiment, riche en débris végétaux en voie de décomposition et à pH acide (6,5). Ce mécanisme de précipitation inorganique de silice peut rendre compte des dépôts rythmiques de silexite de I_{12} . Il a l'avantage sur le mécanisme décrit par H.P. Eugster (1967) de faire appel à un environnement compatible avec ce que l'on sait de la pétrographie et la paléontologie de I_{12} .

L'origine de la brèche de dolomie et de silexite du mur de I_{12} reste obscure. Par certains faciès siliceux (coupe 18 à l'Est d'Aouinet ould Bou Derballa), cette brèche se rapproche des brèches d'explosion volcanique ; cependant l'absence totale de minéraux et de débris volcaniques, l'uniformité pétrographique des éléments et du ciment et d'autre part la grande extension géographique de cette formation, qui en Adrar se suit sur 50 km et se retrouve au Nord sur la feuille au 1/500.000 Tourine (G. Rocci, 1951) et au NE dans les Richat (J. Delpy, 1961) paraissent peu compatibles avec une origine volcanique. Pour A. Cailleux et Th. Monod (1962) cette brèche, qu'ils ont étudiée dans les Richat (tabl. XIV), présente des caractères exceptionnels et pourrait être liée à un impact météoritique ; là encore sa grande extension géographique paraît condamner cette hypothèse.

Une origine *sédimentaire* paraît plus apte à rendre compte des principales caractéristiques de cette formation qui proviendrait de la fragmentation de couches de silexite et de dolomie en voie de diagénèse ; les éléments, cimentés par de la silice ou de la dolomite, seraient venus combler la paléosurface d'érosion du toit de I_{11} . Le moteur de la fragmentation des couches de silexite et de dolomie reste à déterminer : éboulement le long des pentes de la surface de ravinement, phénomène tectonique ou bien phénomène climatique (dessiccation ?).

Les argilites ocre, tendres, pulvérulentes, non litées, en partie kaoliniques, du niveau 41 sont très différentes des autres niveaux de shales de la série 1, qui sont indurés, bien lités, souvent micacés et composés essentiellement d'illites. Il est difficile de déterminer s'il s'agit d'un dépôt sédimentaire primaire ou d'une altération récente, quaternaire par exemple, d'un niveau dont le faciès frais nous serait inconnu. On insistera sur le caractère très particulier de cette

formation qui, par certains côtés, est à rapprocher des formations argileuses du Continental Terminal.

	Brèche des Richat	Conglomérat de l'oued Rawdha (Bathat Agjim)
Nature	non stratifiée	stratifié
Composition	fragments de jaspe (99 %) ciment de jaspe parfois gréseux	- jaspe - ciment gréseux
Médiane	4 à 6 mm pâte abondante	33 mm ciment moins abondant
Hétérométrie	1,95 à 1,55 significatif de dépôts non fluviatiles, par exemple moraines, coulées boueuses, désagrégation sur place	0,90 significatif du dépôt d'un fleuve assez violent ou d'un oued
Aplatissement	1,7 relativement isodiamétrique	2,4 assez aplati
Emoussé	0,020 pas trace d'usure ; fragments anguleux	0,180 valeur normale pour des dépôts de rivière
Inclinaison	47°-53° ces valeurs voisines de 45° exceptionnelles au monde indiquent qu'on est proche d'une répartition due au hasard	9° valeur normale pour des dépôts fluviatiles

Tableau XIV : Comparaison des paramètres de la brèche des Richat et du conglomérat I_{13,44} de l'Oued el Rawdha (Bathat Agjim) d'après A. Cailleux et Th. Monod (1962).

Du point de vue sédimentologique, on peut donc opposer un I₁₂ supérieur constitué de dolomies et de silexites à Stromatolites caractérisant une sédimentation à dominante chimique carbonatée, mais aussi siliceuse, dans une mer chaude peu profonde, à un I₁₂ inférieur à argiles, brèches de silexite et de dolomie qui pourrait bien être, au moins en partie, continental.

B - COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

L'équivalent du groupe de Tifounke se retrouve dans les Richat, dans la région de Tourine et dans le Hank occidental.

1) La région de Tourine et du Hank occidental G. Rocci, 1950, 1951 et 1957 (1955)

A Tourine Jbeliat, l'équivalent du groupe de Tifounke débiterait, selon G. Rocci, par des argiles tufacées jaunes, couronnées par une mince assise de jaspes compacts ou par une brèche de jaspe à ciment siliceux. Ces faciès évoquent ceux de la base de I₁₂ dans la coupe 18 à l'Est

d'Aouinet ould Bou Derballa.

Les passages latéraux signalés par G. Rocci entre ces argiles et jaspes d'une part et des grès ou calcaires d'autre part, sont probablement liés à la présence d'une discordance de ravinement qui amène à affleurer, côte à côte, des terrains de faciès et d'âge différents.

2) Les Richat Th. Monod, 1952 ; J. Delpy, 1961 et 1967 (1961) ; M. Deynoux et R. Trompette, à paraître.*

Les Richat (coordonnées du centre : lat. N 21°04' ; long. W 11°22') forment, au Nord de Quadane au milieu des grès du plateau de Chinguetti (série 2), un dôme à demi arasé de plus de 35 km de diamètre (fig. 9). Les terrains de la série 1 y réapparaissent en voussure anticlinale.

Les corrélations avec la série stratigraphique de l'Adrar reposent sur l'identification dans les Richat de deux niveaux repères (M. Deynoux et R. Trompette, à paraître) :

- la triade de base de la série 2 (tillite-calcaire-silexite) se retrouve à la périphérie du bombement et notamment au Dar Cheïkh Mohamed Fadel (lat. N 21°01'30" ; long. W 11°21'). Au-dessus de 2 à 4 m de grès hétérogranulaire, affleurent des calcaires bruns ou bleus à lentilles de barytine et des silexites argileuses violines.
- la brèche de silexite, qui constitue le guelb monumental du centre des Richat est assimilée, en emboîtant le pas à G. Rocci, 1957 (1955), J. Delpy, 1967 (1961) et J. Delpy, R. Trompette et J.-R. Villemur (1963), à la brèche de silexite de la base du groupe de Tifounke nette en Adrar mais aussi dans la région de Tourine Jbeliat. Aux Richat, elle repose sur des calcaires (tabl. XVI) qui selon M. Deynoux et R. Trompette (à paraître) représentent le toit du groupe d'Atar, probablement I₁₁. Ces calcaires renferment, d'après E. Boureau (1970) des oncolites (*Asterophaeroides*, *Osagia*) et des Catagraphes (*Vesicularites*) dont certains seraient caractéristiques du Riphéen supérieur. Cette brèche, à laquelle sont associés quelques bancs de silexite à rares Stromatolites et de grès-quartzite très fin, est couronnée par des dolomies à Stromatolites en colonnes, à intercalations de silexite et de brèche de silexite qui pourraient bien être l'équivalent de I_{12,43}.

Si l'on se réfère à la stratigraphie proposée par J. Delpy (tabl. XVI), le groupe de Tifounke serait l'équivalent des niveaux 2, 3, 5 en partie et 6. Le niveau 4 et une partie du niveau 5, constitués de roches à zéolites, sont actuellement considérés comme un dépôt récent, soit d'origine endogène (G. Bardossy, Th. Monod et Ch. Pomerol, 1963 ; Ph. Blanc et Ch. Pomerol, 1970 ; Ph. Blanc, Ch. Pomerol et R. Maury, 1971) soit, plus probablement, d'origine sédimentaire (R. Trompette et F. Joulia, 1966, R. Trompette, 1968).

Si ces corrélations sont exactes, le groupe de Tifounke serait sensiblement plus épais dans les Richat qu'en Adrar.

La discordance de ravinement qui, en Adrar, sépare le groupe de Tifounke de celui d'Atar n'a pu être retrouvée dans les Richat.

L'assimilation de la brèche de silexite du guelb central des Richat avec celle du niveau 42 de l'Adrar est contestée par A. Cailleux et Th. Monod (1962) qui, après une étude comparée de la brèche des Richat avec le conglomérat affleurant dans l'Oued el Khada (ou Rawdha), concluent à la non-identité des deux formations et au caractère exceptionnel de la brèche des Richat qui n'a aucun équivalent connu en Mauritanie et qui pourrait être liée à un impact météoritique. A. Cailleux, A. Guillemaut et Ch. Pomerol (1964) ont utilisé ces données pour appuyer l'hypothèse d'une origine météoritique des Richat.

* *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1971, (7), XIII, p. III-II7, 5 fig., 2 tabl.

Nous ne partageons pas les conclusions de ces auteurs pour la simple raison que leur comparaison ne porte pas sur des niveaux synchrones : *la brèche de silexite des Richat est l'équivalent de la brèche de silexite $I_{12,42}$ et non du conglomérat de silexite $I_{13,44}$ de la série stratigraphique de l'Adrar.*

Une des conséquences de cette corrélation entre l'Adrar et les Richat est que la présence, au coeur des Richat, d'une brèche de silexite n'est pas un argument en faveur d'une origine météoritique de cette structure. La plupart des hypothèses formulées quant à l'origine des Richat reposent sur des observations fragmentaires dont certaines sont fortement contestées : origine endogène des analcimolites ; présence de coésite dans les grès du centre des Richat (A. Cailleux, A. Guillemaut et Ch. Pomerol, 1964) qui, d'après R.F. Fudali (1969), est de la barytine ; origine météoritique de la brèche centrale.

En se basant sur l'absence de figures de choc, notamment de *shatter cones*, R.S. Dietz, R. Fudali et N. Cassidy (1969) concluent à une origine non météoritique des Richat.

Chapitre V

ETUDE DU GROUPE DE L'ASSABET EL HASSIANE

Compris entre la discordance marquée par le conglomérat à galets de sillexite et de grès-quartzite de I_{13,44} et la discordance de la base de la série 2 soulignée dans toute la zone étudiée par une tillite, le groupe de l'Assabet el Hassiane est ainsi bien défini. Il forme, dans la partie NW de la carte au 1/200.000 Chinguetti, les plateaux de l'Azarane et du Tirembaz. Ce groupe n'a pas été décrit par Th. Monod (1952) qui plaçait la tillite des Jbeliat (C₁₂) en *concordance* sur les calcaires de Touderguilt (C₁₁ ou I₁₁ et I₁₂ en partie).

I - DESCRIPTION DES COUPES

La série stratigraphique du groupe de l'Assabet el Hassiane sera établie à partir de 5 coupes dont une a déjà été décrite dans le groupe de Tifounke. Les données relatives à ce groupe, notamment la puissance des divers niveaux, sont moins précises que celles fournies dans l'étude des groupes de Char et d'Atar, du fait du caractère très étalé des coupes, et de la difficulté d'apprécier les pendages.

1) Coupes 21 des Oueds Agbodane et Oreouar (fig. 77)

Ces deux coupes sont situées dans le compartiment sud-est de la faille de l'Azarane-Tirembaz, faille qui emprunte le cours supérieur de l'Oued Agbodane et passe au droit de la mare temporaire de Melzem-Oreouar.

- Coupe A

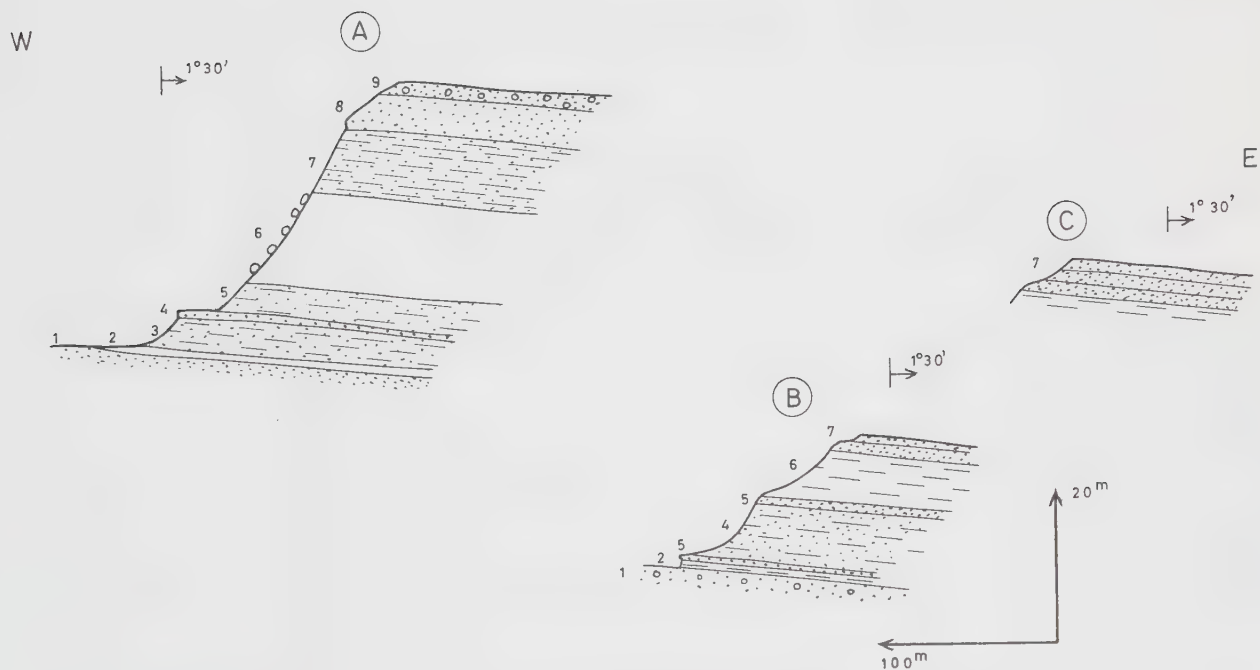
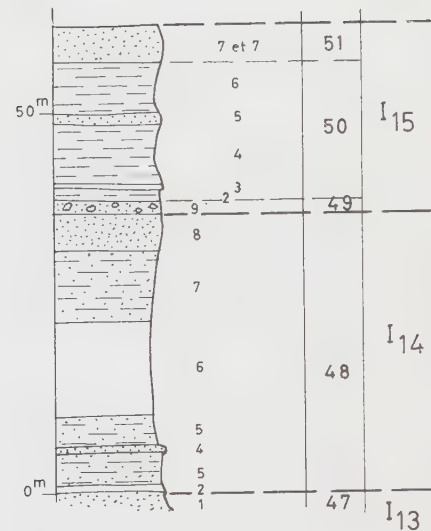
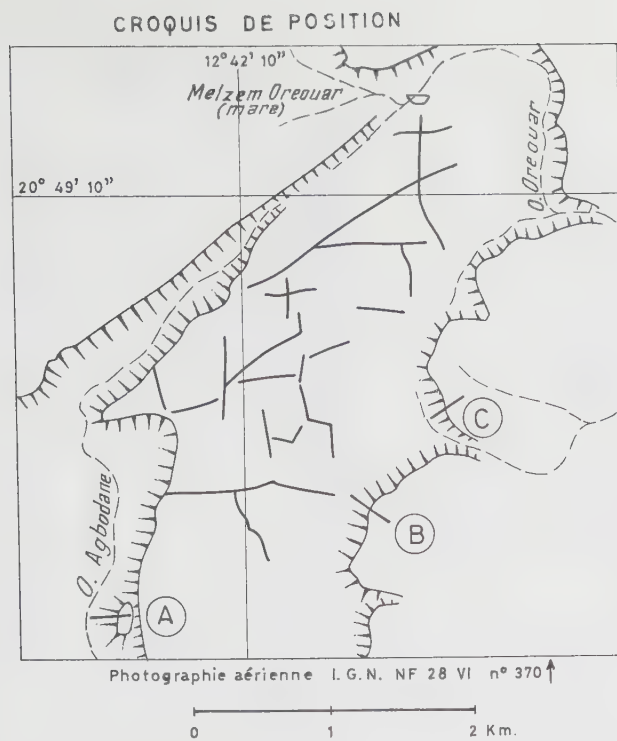
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.	Description	N° éch. ; études
9	2,0	I ₁₄ 49	grès-quartzite moyen ferrugineux avec passées très grossières à conglomératiques à quartz arrondis millimétriques, galettes de shale vert, de sillexite blanche, d'oxydes de fer et d'argile ocre pulvérulents, traces de phosphate décelées par la réaction au molybdate d'ammonium.	TA 1274 L.M.
8	5,0	I ₁₄ 48	grès fin à ciment ferrugineux, à débit en plaquettes ou en boules.	TA 1273 TA 1272 L.M.
7	9,0	I ₁₄ 48	grès-quartzite très fin, ocre, micacé, avec lits de glauconie, à débit en grandes plaques de quelques centimètres d'épaisseur.	TA 1271

6	13,0	I ₁₄	48	éboulis masquant probablement des faciès voisins de 5.	TA 1270
5	4,0	I ₁₄	48	siltstone à grès très fin ocre, parfois glauconieux, à débit en plaquettes alternant avec des shales silteux, lités, ocre, finement micacés, à lits de glauconie et à débit esquilleux.	
4	0,5	I ₁₄	48	au sommet grès-quartzite moyen à grossier avec quartz arrondis, rares grains de glauconie et un peu de ciment ferrugineux ; à la base grès fin feldspathique, à cassure brune, avec lits verdâtres de glauconie, à débit esquilleux et stratifications obliques.	
3	4,5	I ₁₄	48	siltstone et grès très fin à débit en plaquettes alternant avec des shales micacés, à débit esquilleux ; cet ensemble affleure mal.	
2	1,0			non vu ; alluvions de l'Oued Agbodane.	
	39,0	I ₁₄			
1	2,0 et plus	I ₁₃	47	grès-quartzite moyen, à ciment ferrugineux ; équivalent du niveau 9 de la coupe 20 de Bathat Agjim.	TA 1267

- Coupes B et C

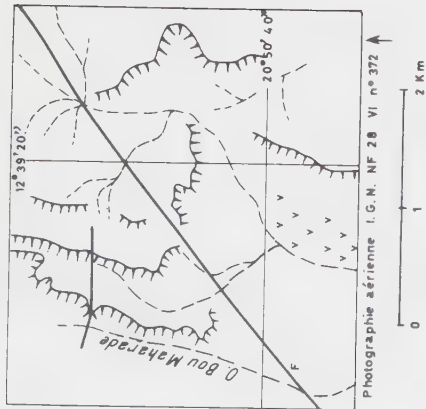
Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
7 et 7'	5,0	I ₁₄	51	grès fin glauconieux, ferrugineux passant localement à de véritables glauconitites, à cassure et patine mauve avec points verts, à débit en dalles ; faciès voisin de certains grès fins et siltstones du Dévonien supérieur de l'Adrar.	TA 1279 L.M. TA 1278
6	6,5	I ₁₄	50	shale vert, fissile, affleurant mal.	
5	1,0 à 1,5	I ₁₄	50	grès très fin à siltstone micacé, à cassure verte, à fins ripple-marks et à stratifications obliques ; rares passées à glauconie.	TA 1277
4	7,5	I ₁₄	50	shale ocre et verdâtre, à débit esquilleux avec rares passées à glauconie.	TA 1276
3	0,5	I ₁₄	50	grès-quartzite moyen à grossier, à pastilles centimétriques plates de siltstone et de shale.	TA 1275 L.M.
2	1,0	I ₁₄	50	shale ocre à passées glauconieuses.	
1	1,0 et plus	I ₁₄	49	grès-quartzite moyen à grossier, ferrugineux ; toit du niveau 9 de la coupe A.	
	23,0	I ₁₄			

Ces trois coupes sont caractérisées par une sédimentation détritique fine (grès très fins, siltstones, shales) à glauconie avec rares passées grossières. La puissance de I₁₄ est de l'ordre de 61 m.

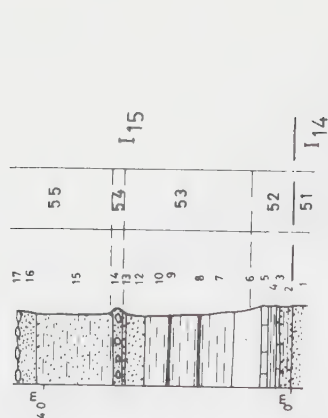


COUPES 21 DE I₁₄ DANS LES OUEDS AGBODANE ET OROUAR

CROQUIS DE POSITION



COUPE 22 DE I₁₅ DANS L'OUED BOU MAHARADE



1° 30'

Oued Bou Maharade

W



Figure 78

2) Coupe 22 de l'Oued Bou Maharade (fig. 78)

Cette coupe a été levée dans le cours supérieur de l'Oued Bou Maharade, à proximité de la faille de l'Azarane-Tirembaz.

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. : études
17	0,5	I ₁₅	55	miches de calcaire gris bleuté enrobées dans un grès très fin calcaire (CaO : 18,7 % ; MgO : 0,45 %).	TA 304
16	2,5	I ₁₅	55	grès-quartzite très fin feldspathique, légèrement micacé, à patine blanchâtre, à débit en plaquettes et à rares passées glauconieuses ; faciès photogéologique plano grisâtre caractéristique.	TA 1288 L.M.
15	12,5	I ₁₅	55	grès très fin à siltstone ocre ou vert, mud-cracks, à empreintes de courant (groove-marks, bounce-marks), alternant avec des shales mauves et ocre.	TA 1287
14	1,25	I ₁₅	54	grès-quartzite fin, conglomératique à passées glauconieuses ; galets de quartz, de silicite, de barytine de 1 mm à plus de 20 cm de diamètre ; galettes friables de grès très fin ferrugineux et d'oxydes et hydroxydes de fer.	TA 1286 L.M.
13	0,3	I ₁₅	53	grès fin à très fin.	
12	3,5	I ₁₅	53	grès très fin et siltstone ocre à passées glauconieuses.	
11	4,0	I ₁₅	53	shale gris, noir ou vert, fissile.	TA 1285
10	0,1	I ₁₅	53	roche ferrugineuse formée d'enveloppes concentriques emboîtées grossièrement parallélipédiques d'oxydes de fer, avec au centre des silts ferrugineux.	TA 1284 R.X
9	4,5	I ₁₅	53	shale mauve et vert fissile.	
8	0,25	I ₁₅	53	faciès identique à 10 formant un dallage régulier de parallélipèdes de 10 à 20 cm de côté ; le coeur de ces parallélipèdes est formé de silts ferrugineux ocre légèrement calcaires. Le phénomène est à rapprocher des anneaux de Liesegang décrit dans I ₃ à Timzak (coupe 9).	TA 1283 L.M.
7	5,5	I ₁₅	53	shale vert et mauve, fissile.	
6	4,5	I ₁₅		non vu ; alluvions de l'Oued Bou Maharade.	
5	1,0	I ₁₅	52	siltstone et grès fin micacé, feuilleté, à passée de glauconie, alternant avec des siltstones carbonatés, des calcaires silteux et des shales ; au sommet un banc de 10 cm de calcaire (CaO : 42 % ; MgO : 0,4 %) grisâtre cristallin.	TA 1282 L.M.
4	1,5	I ₁₅	52	shale lie de vin, finement micacé, à lits de glauconie et à débit esquilleux ; fines intercalations de siltstones.	
3	0,05	I ₁₅	52	calcaire magnésien (CaO : 30,2 % ; MgO : 1,0 %) bleuté ou mauve à cassure spathique.	TA 1281 TA 297
2	2,0	I ₁₅	52	shale ; identique au niveau 4.	TA 1280
	44,0	I ₁₅			
1	2 et plus	I ₁₄	51	grès fin ferrugineux, glauconieux ; toit du niveau 7 et 7' des coupe B et C des Oueds Agbodane et Oreouar.	

La sédimentation détritique fine, qui caractérise I₁₄ dans les coupes 21 de Agbodane et d'Oreouar, se poursuit dans la coupe 22 de I₁₅, à Bou Maharade où apparaissent toutefois de rares et fins niveaux carbonatés.

3) Coupes 23 dans l'Oued Bou Kerch (fig. 79)

Les trois coupes sont levées dans le cours supérieur de l'Oued Bou Kerch affluent de la Sebkhia de Chemchane.

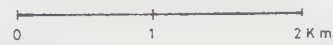
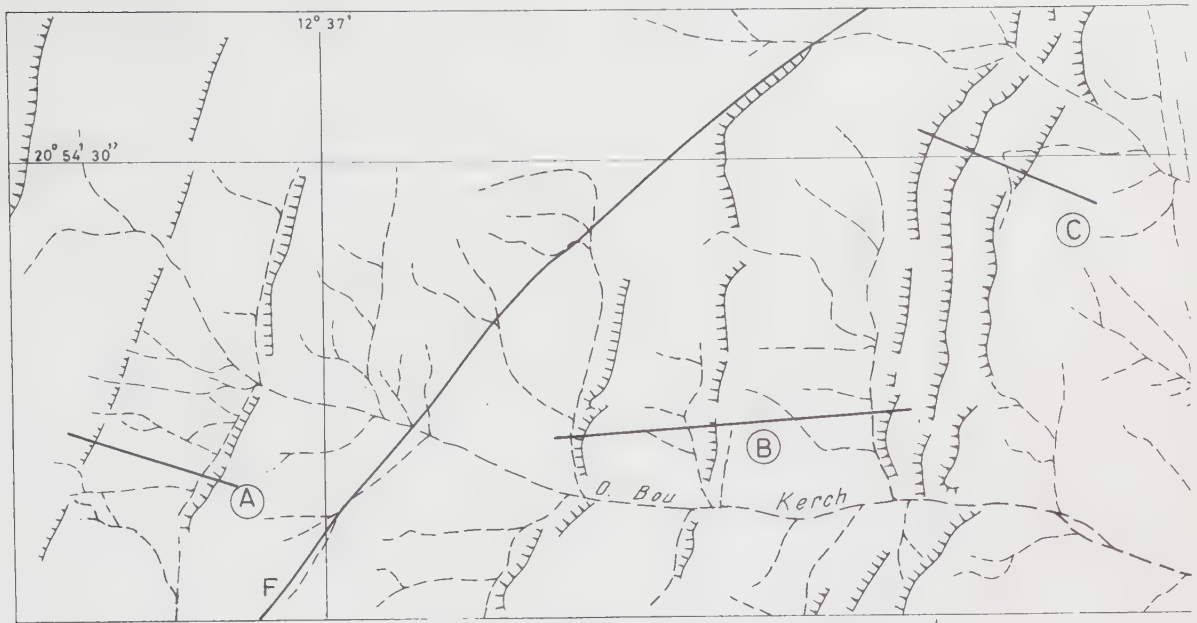
- Coupe A

Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
3	9,0	I ₁₅	55	siltstone ocre et vert fissile, à aspect de phtanite, à débit en plaquettes avec nombreuses figures de courant (bounce-marks) alternant avec des shales mauves et ocre plissotés affleurant mal.	TA 1291
2	11,0	I ₁₅	55	grès fin à très fin, légèrement micacé à débit en plaquettes.	TA 1289
1	0,5	I ₁₅	55	siltstone feldspathique à ciment calcaire (CaO : 21,28 % ; MgO : 0 %) en miches décimétriques, à cassure spathique gris bleuté ; équivalent du niveau 17 de la coupe 22 de l'Oued Bou Maharade.	TA 1290 L.M.
	20,5	I ₁₅			

- Coupe B

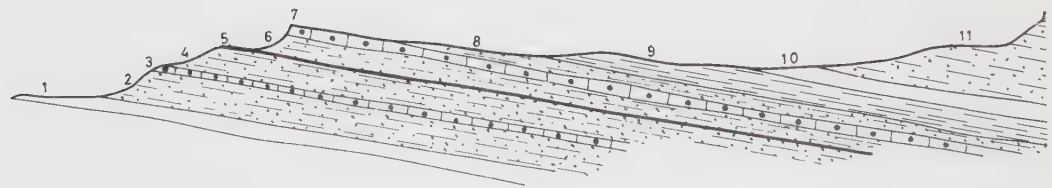
Ni- veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
16	0,5	I ₁₆	56	grès très fin, feldspathique, à ciment calcaire et fer-rugineux, à cassure verdâtre et à débit en plaquettes.	TA 1303 L.M.
15	5,0	I ₁₆	56	shale vert, micacé, légèrement silteux.	TA 1302 R.X.
14	4,0	I ₁₆	56	non vu ; alluvions.	
13	8,0	I ₁₆	56	shale vert, siltstone, siltstone calcaire et grès très fin, à cassure verdâtre mouchetée de rouille.	
12	1,0	I ₁₆	56	grès très fin, légèrement calcaire, à cassure verte et à mouches rouille millimétriques, alternant avec des calcaires silteux gris bleuté, à cassure spathique et à auréole de décalcification brune poreuse et terreuse.	TA 1300 TA 1301
11	11,5	I ₁₆	56	shale vert et ocre, à mud-cracks, à débit en plaquettes, alternant avec des siltstones ; nombreux grattoirs, lames et éclats néolithiques en surface.	TA 1299
10	2,0	I ₁₆	56	non vu ; alluvions.	
9	3,0	I ₁₆	56	shale vert et ocre à débit en plaquettes alternant avec des siltstones.	

CROQUIS DE POSITION



(B)

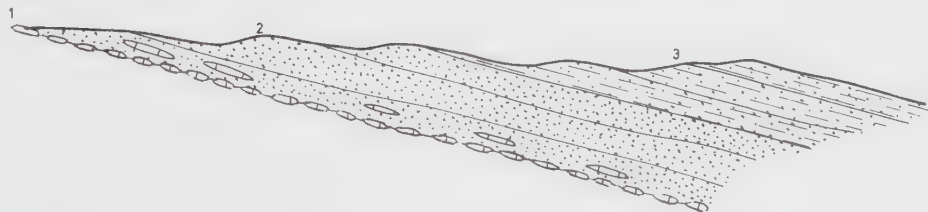
1°



W

(A)

1° 30'



d'
et

Se

-

[
↑
\
]

-

[
]
]

8	2,0	I ₁₆	56	siltstone à ciment argileux, avec nombreuses empreintes de courant (bounce-marks) et à débit en plaquettes.	TA 1298 L.M.
7	1,5	I ₁₆	56	grès fin à très fin à patine sombre, avec de nombreuses miches de siltstone feldspathique à ciment calcaire (CaO : 20,4 % ; MgO : 0,6 %) à cassure grise spathique et à auréole de décalcification brune terreuse (CaO : 2,0 % ; MgO : 0,6 %).	TA 1297 L.M.
6	3,0	I ₁₆	56	shale et siltstone ocre et vert.	
5	0,25	I ₁₆	56	grès très fin, légèrement calcaire, à cassure verte et à ripple-marks.	TA 1296
4	3,75	I ₁₆	56	shale vert à débit esquilleux avec fines passées de siltstone à mud-cracks, à débit en plaquettes.	TA 1294 TA 1295
3	1,0	I ₁₆	56	grès très fin, feldspathique à ciment calcaro-dolomitique (CaO : 20,4 % ; MgO : 1,6 %), à cassure verdâtre et à mouches rouille millimétriques d'oxydes et hydroxydes de fer, à débit en plaquettes, alternant avec des grès fins très légèrement carbonatés (CaO : 3,6 % ; MgO : 0,4 %).	TA 1292 L.M. TA 1293
2	4,5	I ₁₆	56	shale micacé, vert moutarde, affleurant mal.	
1	2,0	I ₁₆	56	non vu ; alluvions.	
	53,0	I ₁₆			

- Coupe C

Niveau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. ; études
7	0,5	I ₁₇	57	grès très fin, calcaire, renfermant quelques miches de calcaire silteux.	
6	2,75	I ₁₇	57	grès très fin, verdâtre, micacé, plissoté.	
5	0,25	I ₁₇	57	siltstone feldspathique calcaire (CaO : 15,12 % ; MgO : 0,6 %), à cassure grise mouchetée de noir (manganèse).	TA 1306 L.M.
4	2,0	I ₁₇	57	grès très fin, friable, à patine noire.	
3	2,5	I ₁₇	57	siltstone à ciment carbonaté et argileux, massif, à cassure verte avec nombreux dendrites de manganèse.	TA 1305 L.M.
	8,0	I ₁₇			
2	14,0	I ₁₆	56	siltstone vert et ocre, micacé, alternant avec des shales verts ; nombreux microplis.	TA 1304
1	0,5	I ₁₆	56	grès très fin calcaire ; équivalent du niveau 16 de la coupe B.	
	14,5	I ₁₆			

Ces coupes permettent de calculer l'épaisseur de I₁₅,64 m et de I₁₆,67 m. La sédimentation détritique fine, avec rares épisodes carbonatés, qui caractérisait la partie inférieure du groupe de l'Assabet el Hassiane, se poursuit dans les 3 coupes de l'Oued Bou Kerch.

4) Log 24 schématique de la partie supérieure du groupe de l'Assabet el Hassiane d'après les coupes de l'Oued el Mentafa et de la Bathat Ntichedid (fig. 80)

Ce log a été établi à partir de trois coupes levées dans le cours supérieur de l'Oued el Mentafa et dans la Bathat Ntichedid, à proximité de Ras el Azreg (fig. 80). Les puissances indiquées sont approximatives, l'étude lithologique est sommaire.

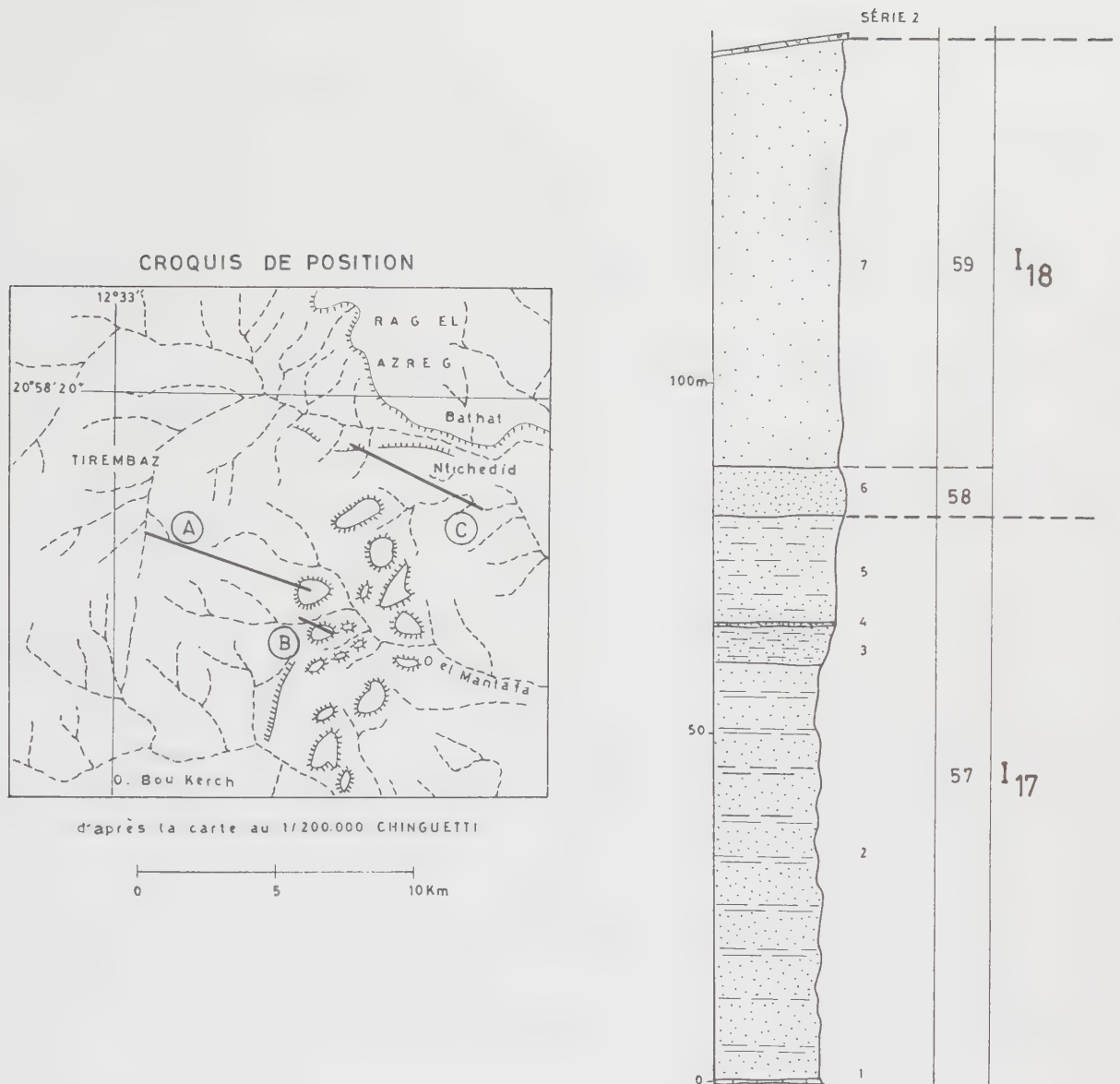
Ni-veau	Puiss. mètres	Références stratigraph.		Description	N° éch. , études
7	60,0 env.	I ₁₈	59	grès-quartzite dur, très fin, à cassure claire, à patine grise ou fauve, à débit en boules ou en parallélépipèdes ; rares intercalations de grès très fin plus tendre en plaquettes - à +55 m - à +40 m - à +25 m	TA 1313 L.M. TA 1314 TA 1316 L.M. TA 1315
6	7,0	I ₁₈	58	grès-quartzite fin à très fin, massif, à débit en gueuses, formant une falaise.	TA 1312
	67,0	I ₁₈			
5	15,5	I ₁₇	57	grès fin micacé, friable, à cassure verte mouchetée de rouille ; nombreuses empreintes de galets mous.	
4	0,1	I ₁₇	57	miches de siltstone feldspathique à ciment dolomitique calcaire (CaO : 16,8 % ; MgO : 5,4 %), à cassure brune spathique.	TA 1311 L.M.
3	5,0	I ₁₇	57	grès fin légèrement calcaire, à cassure ocre ou verdâtre, mouchetée de points millimétriques rouille.	TA 1310
2	60,0	I ₁₇	57	grès très fin à siltstone, micacé, à patine sombre, à débit en plaquettes avec fines intercalations de shale - à +50 m - à +32 m - à +25 m siltstone feldspathique micacé finement lité à nombreux dendrites de manganèse .	TA 1309 TA 1308 TA 1307 L.M.
1	0,5	I ₁₇	57	grès très fin, carbonaté à miches décimétriques de calcaire silteux ; équivalent du niveau 7 de la coupe 23 C de l'Oued Bou Kerch.	
	81,1	I ₁₇			

Les grès-quartzites du niveau 7 sont recouverts en discordance (à l'échelle de la coupe, il y a accordance) par les calcaires crème conglomératiques à géodes de quartz automorphes et à barytine qui marquent la base de la série 2 ; dans cette coupe, la "tillite" est peu épaisse, parfois même absente.

L'épaisseur de I₁₇, déduite des coupes 23 et 24, est de 89 m.

5) Récapitulation des descriptions des coupes du groupe de l'Assabet el Hassiane

L'étude de ces cinq coupes, jointe à celle des quatre coupes décrites dans les chapitres



LOG SCHÉMATIQUE 24 DE I₁₇ ET I₁₈ D'APRÈS LES COUPE DE L'OUED EL MENTAFI ET DE LA BATHAT NTICHEDID

précédents, nous permet d'individualiser, au sein du groupe de l'Assabet el Hassiane, six ensembles. Ces subdivisions sont moins nettes que celles des groupes de Char et d'Atar du fait du caractère plus monotone de la sédimentation.

On distingue de bas en haut :

a) Les conglomérats, grès-quartzites et shales micacés de Bathat Agjim I₁₃, 44 à 47

Ils débutent à Bathat Agjim par un conglomérat à galets centimétriques de silexite, souvent très redressé et discordant, à l'échelle de l'affleurement, sur les dolomies et silexites subhorizontales du toit de I₁₂. Ce conglomérat et la discontinuité qu'il jalonne seront étudiés en détail dans le chapitre consacré à l'étude pétrographique (p. 182). I₁₃ est épais de 38 m à Bathat Agjim, seul point où il affleure bien ; il est constitué de grès-quartzites fins à moyens, parfois glauconieux, et de shales micacés.

b) Les grès-quartzites conglomératiques, grès très fins, siltstones et shales micacés à glauconie d'Agbodane I₁₄, 48 à 51

Cet ensemble détritique fin, épais de 61 m, est composé de grès-quartzites ferrugineux parfois glauconieux, de siltstones glauconieux et de shales micacés. Le niveau 49 est un grès-quartzite ferrugineux conglomératique à galettes centimétriques de shale, de silexite et d'oxydes et d'hydroxydes de fer pulvérulents.

c) Les grès très fins et siltstones à glauconie, shales et calcaires de Bou Maharade I₁₅, 52 à 55

A la base de cette formation affleurent des shales plus ou moins silteux avec de fines intercalations de roches ferrugineuses à structure cloisonnée et de roches carbonatées. Le sommet est formé de grès-quartzites très fins avec de minces intercalations de roches carbonatées feldspathiques ; ces grès-quartzites débutent par un faciès conglomératique à galets centimétriques de quartz, de silexite et de barytine. L'ensemble est épais de 64 m.

d) Les grès très fins, siltstones, shales et siltstones calcaires de Bou Kerch' I₁₆, 56

Les shales plus ou moins silteux deviennent le faciès dominant. Ils sont associés à des grès fins, des siltstones, des siltstones feldspathiques calcaires et des calcaires silteux feldspathiques caractérisés par une croûte de décalcification brune, terreuse, friable. L'ensemble est épais de 67 m.

e) Les grès très fins, siltstones et shales d'El Mentafa I₁₇, 57

C'est l'ensemble le plus épais (89 m) du groupe de l'Assabet el Hassiane ; c'est aussi le plus difficile à étudier du fait des mauvaises conditions d'affleurement. Les faciès sont voisins de ceux de I₁₆. La roche la plus fréquente est un siltstone micacé ou un grès très fin finement lité, à patine sombre, à débit en plaquettes. Les intercalations de shales et de roches carbonatées sont rares.

f) Les grès-quartzites fins et très fins de la Bathat Ntichedid I₁₈, 58

Ces grès-quartzites massifs, beaucoup plus durs que les formations précédentes, forment, sous les calcaires conglomératiques à barytine du mur de la série 2, une falaise nette qui se dégage et prend de l'importance vers le Nord (épaisseur maximale 67 m). Ce sont ces grès-quartzites qui, au Nord du massif dunaire de l'Oum Arouaba, constituent l'essentiel des collines de l'Assabet el Hassiane.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Nous étudierons successivement le conglomérat de base de I₁₃, qui constitue la base du groupe de l'Assabet el Hassiane, puis les terrains supérieurs I_{13,45} à I₁₈ qui ont entre eux de nombreux caractères communs.

A - ETUDE DU CONGLOMERAT DE SILEXITE DE I_{13,44}

Description macroscopique (pl. photo VIII B)

A Bathat Agjim, nous avons vu (chapitre I) que les dômes qui découpent le sommet des dolomies de I_{12,43} étaient des formes d'érosion karstique. Les espaces entre ces dômes sont comblés par des conglomérats à galets de silexite et des grès-quartzites, I_{13,44} et 45, "plissés" en synclinaux en forme de V (fig. 14). Deux remarques peuvent nous aider à élucider la signification de telles structures au sein d'un ensemble parfaitement tranquille :

- *ces structures ne sont pas d'origine tectonique*, les dolomies sous-jacentes étant subhorizontales
- *les pendages observés ne sont pas des "pendages de sédimentation"* ; en effet la présence de stratifications obliques dans les grès et de galets de silexite décimétriques dans les conglomérats est incompatible avec d'aussi fortes pentes.

On est donc amené à conclure que les conglomérats à silexite et les grès sus-jacents ont été "plissés" postérieurement à leur dépôt. De plus le style souple des synclinaux, en forme de V ou d'auge, indique que lors des déformations grès et conglomérats étaient encore plastiques. Ces structures sont donc pénécontemporaines de la sédimentation.

Les principales caractéristiques du conglomérat de silexite figurent dans le tableau XIV (A. Cailleux et Th. Monod, 1962). D'après ces auteurs, l'hétérométrie (0,9), l'indice d'aplatissement (2,4), d'émoussé (0,180) et l'inclinaison (9°), seraient significatifs de dépôts fluviatiles.

Description microscopique

Les conglomérats de silexite éch. TA 1262 (I_{13,44})

Le ciment est un grès-quartzite fin à très fin avec quelques cristaux de microcline, de rares tourmalines vertes et des oxydes et hydroxydes de fer qui proviennent en partie de l'altération de cristaux de pyrite.

Les galets de grès-quartzite sont rares ; ceux de silexite très abondants. Ils sont formés de quartz limpide largement cristallisé, de silice cryptocristalline, de calcédoine ocre zonée formant parfois des sphères de 40 à 50 μ de diamètre, de rares cristaux de carbonate incomplètement silicifiés et de quelques cubes de pyrite en voie d'altération. Ces silexites sont très semblables à celles de I₁₂.

B - ETUDE DE I_{13,45} - I₁₈

Description macroscopique

Cet ensemble est lithologiquement très homogène. Les roches détritiques fines dominent : siltstones, grès fins et très fins, grès-quartzites fins, shales plus ou moins silteux souvent riches en glauconie. Ces roches à patine sombre sont en général finement litées et se débitent en plaquettes ou en dalles peu épaisses ; elles forment dans l'Azarane et le Tirembaz de grands regs noirs parcourus par un réseau serré d'oueds qui se jettent dans la Sebkhah de Chemchane. Les figures de courant y sont nombreuses, les bounce-marks notamment ; les stratifications obliques au

contraire sont rares, et limitées aux horizons franchement gréseux.

Au sein de cet ensemble fin et homogène, s'individualisent deux niveaux conglomératiques (niveau 49, I₁₄ et niveau 54, I₁₅) peu épais, à galets de grès, de siltstone, de shale, de sillexite et de barytine ; ils n'ont pu être suivis sur le terrain et ont été supposés concordants (conglomérats intraformationnels).

Les intercalations de roches carbonatées sont rares, peu épaisses, souvent lenticulaires et sans *Stromatolites*. Ce sont, en général, des calcaires silteux ou des siltstones calcaires caractérisés par une croûte d'altération épaisse de plusieurs centimètres, brune, terreuse et friable qui correspond à une décalcification superficielle.

Au sommet, les grès-quartzites de I₁₈, durs et massifs forment une petite falaise.

Description microscopique

Nous décrirons successivement les roches détritiques, grès conglomératiques, grès fins et très fins, siltstones et grès-quartzites puis les roches carbonatées et enfin les deux intercalations de roches ferrugineuses de I₁₅,53.

- Les grès-quartzites conglomératiques éch. TA 1274 (I₁₄,49) ; TA 1286 (I₁₅,54)

Le ciment est un grès-quartzite fin à moyen où l'on distingue encore nettement, malgré le nourrissage, des fantômes de grains de quartz arrondis et subarrondis. Dans l'échantillon TA 1274, on passe en quelques centimètres d'un grès-quartzite à texture granulaire en mosaïque à un grès à ciment ferrugineux.

L'échantillon TA 1286 montre, à côté des quartz nourris, de rares feldspaths, quelques plagio-clases, quelques grains roulés de zircon et de tourmaline verte et de la glauconie en grains mamelonnés en partie transformée en amas d'hématite. Les galets, souvent aplatis, sont de nature variée ; shale, siltstone, grès ferrugineux, sillexite, micro-quartzite, barytine (éch. TA 1286).

L'échantillon TA 1274 a donné une réaction positive au molybdate d'ammonium, bien qu'aucun phosphate n'ait été décelé au microscope.

- Les grès fins à très fins éch. TA 1268, 1272 (I₁₄,48) ; TA 1279 (I₁₄,51) ; TA 1292 et 1303 (I₁₆,56)

Ces grès sont très homogènes et se différencient essentiellement par la nature du ciment et la présence ou l'absence de glauconie.

Le quartz, de 60 à 120 μ de diamètre moyen, est le plus souvent subanguleux, parfois nourri ; les échantillons TA 1268 et 1272 renferment de petits grains de micro-quartzite et de sillexite. Les feldspaths sont abondants dans trois des cinq échantillons étudiés (TA 1268, 1292 et 1303) ; ce sont du microcline, des plagioclases assez rares et des petits feldspaths de 20 à 60 μ , non maclés, à auréole de nourrissage limpide. D'une façon générale les feldspaths sont peu altérés. Les micas sont plus ou moins abondants selon les échantillons, paillettes de muscovite, de biotite souvent altérée et associée à des grains de glauconie, amas de séricite.

La tourmaline verte et le zircon en grains roulés sont peu abondants.

La glauconie est présente dans les échantillons TA 1268 et TA 1272. Dans ce dernier, elle est abondante au point de former, à certains niveaux, de véritables glauconitites. Elle se présente en grains mamelonnés cryptocristallins de 100 à 400 μ de diamètre, en forme de chou-fleur ou de rein, de couleur vert foncé, cernés par une auréole sombre d'hématite qui peut digérer entièrement le grain de glauconie ; on passe alors à un grès ferrugineux.

Le ciment est constitué d'un mélange en proportions variables de carbonates, d'oxydes et d'hydroxydes de fer, de minéraux argileux et de calcédoine ; il corrode souvent les minéraux détritiques.

Les carbonates, essentiellement de la calcite, dominant dans les échantillons TA 1292 et 1303. Ils forment soit de grandes plages clivées atteignant 1 mm englobant les minéraux détritiques (équivalent de la structure ophitique des dolérites au sens de R.H. Clark, 1952), soit de petits grains de la taille des détritiques ; les rhomboèdres sont très rares.

Les oxydes et hydroxydes de fer dérivent en partie de l'altération de la glauconie et de la magnétite. Dans l'échantillon TA 1272, ils forment, associés à un peu de calcite, l'essentiel du ciment qui constitue de 15 à 25 % de la roche.

Les minéraux argileux, du groupe de l'illite, ne sont jamais abondants.

La calcédoine, en masses zonées ocre ou rose clair, constitue l'essentiel du ciment de l'échantillon TA 1279 ; elle a toutes les caractéristiques d'un minéral secondaire : elle remplit les vides, auréole les minéraux détritiques notamment la glauconie. Par son faciès elle est très

semblable à la calcédoine des silexites de I₁₂ et I₁₃.

- *les siltstones feldspathiques et siltstones à ciment carbonaté* éch. TA 1290 (I₁₅,55) ; TA 1297 et 1298 (I₁₅,56) ; TA 1305, 1306 et 1307 et 1311 (I₁₇,57)

Ils sont très voisins des grès fins à très fins que nous venons de décrire. Dans un même échantillon alternent souvent lits de siltstone et lits de grès très fin.

Le quartz, de 40 à 50 μ de diamètre moyen, est anguleux à subanguleux ; il forme parfois des aiguilles acérées de 300 μ de long qui évoquent les quartz des tufs volcaniques.

Les feldspaths sont abondants ; ils peuvent représenter jusqu'à 10 à 15 % de la roche. Ce sont du microcline, des feldspaths non maclés de petite taille (10 à 40 μ) souvent nourris (éch. TA 1290, 1297 et 1306) et des plagioclases rares, excepté dans l'échantillon TA 1305. Ces feldspaths sont en général peu altérés.

La muscovite, et la biotite souvent altérée, sont communes. Dans les échantillons TA 1298 et 1305 des paillettes de biotite dont les extrémités sont ouvertes en éventail présentent un début de kaolinisation.

La tourmaline verte et le zircon sont peu abondants.

La calcite, associée à des oxydes et hydroxydes de fer et des argiles, est l'élément essentiel du ciment. Elle se présente en grandes plages clivées atteignant 1 cm de large englobant les minéraux détritiques ou, dans les échantillons où elle est moins abondante, en grains de 20 à 60 μ . Très souvent les siltstones à ciment calcaire se décalcifient en surface et s'entourent d'une auréole brune, poreuse et friable de siltstone feldspathique. La limite entre le siltstone calcaire et l'auréole de décalcification est soulignée, dans l'échantillon TA 1297, par une frange large de 300 à 350 μ très riche en oxydes et hydroxydes de fer.

Les oxydes et hydroxydes de fer sont moins abondants que dans les grès fins et très fins.

Les minéraux argileux, illites et kaolinite plus rare provenant de la dégradation des micas détritiques, sont peu abondants, excepté dans l'échantillon TA 1298 où, associés au fer, ils forment la quasi-totalité du ciment.

L'échantillon TA 1307 renferme un peu de barytine.

- *les grès-quartzites* éch. TA 1263 (I₁₃,45) ; TA 1264 (I₁₃,46) ; TA 1266 (I₁₃,47)) ; TA 1275 (I₁₄,50) ; TA 1288 (I₁₅,55) ; TA 1313 et 1316 (I₁₈,59)

Texture microgranulaire en mosaïque

La composition pétrographique de ces grès-quartzites est voisine de celle des grès fins et très fins. Les quartz nourris ont de 70 à 350 μ de diamètre moyen.

Le microcline, les plagioclases et les feldspaths non maclés sont plus ou moins abondants ; dans l'échantillon TA 1264, ils représentent 15 à 20 % de la roche.

La glauconie est rare (éch. TA 1264).

Les échantillons TA 1275, 1313 et 1316 renferment de la barytine en grandes plages ou en ciment interstitiel.

- *les calcaires* éch. TA 1282 (I₁₅,52)

Texture microgranulaire

Le fond de la roche est constitué de grains de calcite de 10 à 15 μ , avec de rares feldspaths, quelques quartz détritiques de 10 à 20 μ , quelques paillettes de muscovite et de biotite altérée et de rares grains de 10 à 25 μ de glauconie vert pâle, cryptocristalline. Les oxydes et hydroxydes de fer sont relativement abondants ; ils forment des amas de quelques microns ou des traînées qui soulignent la stratification.

- *les roches ferrugineuses à structure concentrique* éch. TA 1283 (I₁₅,53)

Au microscope ces roches apparaissent formées par des auréoles concentriques constituées d'hématite, de très fines paillettes de séricite et de silice cryptocristalline ; les auréoles les plus sombres sont de l'hématite presque pure. Le coeur est occupé par une ocre pulvérulente.

Ces roches paraissent provenir de la ferruginisation de niveaux argileux ; la disposition concentrique des auréoles d'hématite obéit au phénomène physico-chimique décrit sous le nom d'anneaux de Liesegang (A.J. Crowle, D.C. Lueker et H.S. Gaskill Jun., 1963).

C - CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX

1) Caractères de la phase détritique

La phase détritique fine, bien classée, joue le rôle essentiel. Le quartz, de la taille des silts ou des sables fins à très fins, est anguleux à subanguleux, parfois en aiguilles dans

les siltstones, subanguleux à subarrondis dans les grès fins. Le nourrissage, souvent important, masque la forme des grains ; cependant des grains très arrondis, probablement d'origine éolienne, ont été identifiés dans plusieurs échantillons.

Dans les niveaux de grès conglomératiques, les galets de silexite, siltstone, grès-quartzite sont arrondis et souvent aplatis (galettes).

Les feldspaths sont abondants dans tous les faciès détritiques. Le microcline et les feldspaths non maclés souvent nourris sont nombreux, les plagioclases rares ou absents. Tous sont, en général, peu altérés.

Les micas, grandes paillettes de muscovite et de biotite altérée et fines paillettes de séricite, sont surtout abondants dans les siltstones. Dans quelques échantillons on note un début de kaolinisation des lamelles micacées dont l'extrémité s'ouvre en éventail et se décolore.

Les minéraux lourds identifiés sont la tourmaline verte et le zircon.

2) Caractères de la phase argileuse

Par la composition de sa phase argileuse le groupe de l'Assabet el Hassiane se distingue nettement des trois autres groupes de la série 1 (tableau d'analyses aux R.X 1). L'illite constitue 75 % de la phase argileuse associée, de façon quasi constante (dans 10 échantillons sur 12), à de la montmorillonite (25 %) qui, pour la première fois dans la série 1, apparaît de façon appréciable. Elle joue le rôle tenu, dans le groupe de Char, par la chlorite et les interstratifiés chlorite-montmorillonite.

La kaolinite apparaît, dans certains échantillons de grès très fins et de siltstones, comme un minéral secondaire dérivant de la dégradation des micas détritiques.

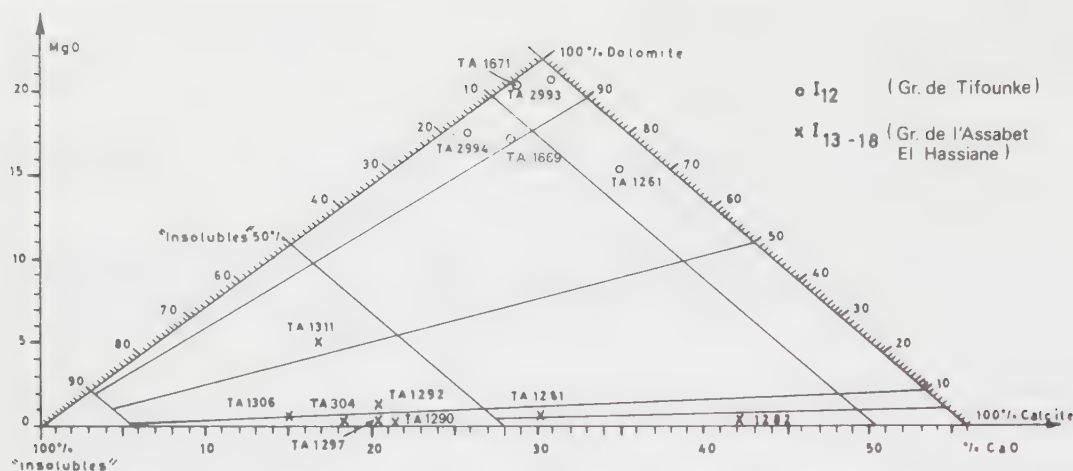
La glauconie caractérise la partie moyenne du groupe de l'Assabet el Hassiane (I₁₃ à I₁₅). Elle est abondante dans les grès fins et les grès-quartzites où elle se présente sous forme de grains verts de 200 μ de diamètre moyen, irréguliers, mamelonnés, cernés d'une auréole rouge d'hématite. Ces grains contournés et festonnés sont probablement syngénétiques. Dans les calcaires de Bou Maharade (I_{15,52}), la glauconie se présente en plages cryptocristallines de 10 à 20 μ de diamètre.

3) Caractères de la phase chimique

Les carbonates

La phase carbonatée joue un rôle très peu important dans le groupe de l'Assabet el Hassiane. Il s'agit essentiellement de calcite (fig. 81) qui forme soit de petits grains de la taille des minéraux détritiques, soit de grandes plages millimétriques englobant des quartz et des feldspaths. Elle est souvent saupoudrée de fines taches rouille d'oxydes et d'hydroxydes de fer qui lui donnent un aspect sale.

Pour l'ensemble du groupe de l'Assabet el Hassiane, dix roches carbonatées ont été analysées (tableau d'analyses chimiques 2) ; seulement huit de ces analyses ont été reportées sur le diagramme de la figure 81, les deux autres ayant une trop faible teneur en carbonates.



COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DES GROUPES DE TIFOUNKE ET DE L'ASSABET EL HASSIANE

Figure 81

La silice

Elle joue un rôle réduit dans le groupe de l'Assabet el Hassiane. Un peu de calcédoine entre dans la composition du ciment de certains niveaux de grès glauconieux.

Les oxydes et hydroxydes de fer

Ils sont présents dans tous les échantillons sous forme de granulations ou associés aux ciments argileux ou carbonatés. Ils proviennent, au moins pour une partie, de l'altération de cristaux de pyrite et de magnétite.

Les sulfates

La barytine, en grandes plages ou petits cristaux épars, constitue une partie du ciment de certains grès fins et siltstones. Quelques galets centimétriques de $I_{15,54}$, sont entièrement formés de barytine qui n'est cependant jamais très abondante dans le groupe de l'Assabet el Hassiane.

4) Caractères de la phase organique

Cette phase est absente du groupe de l'Assabet el Hassiane.

III - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

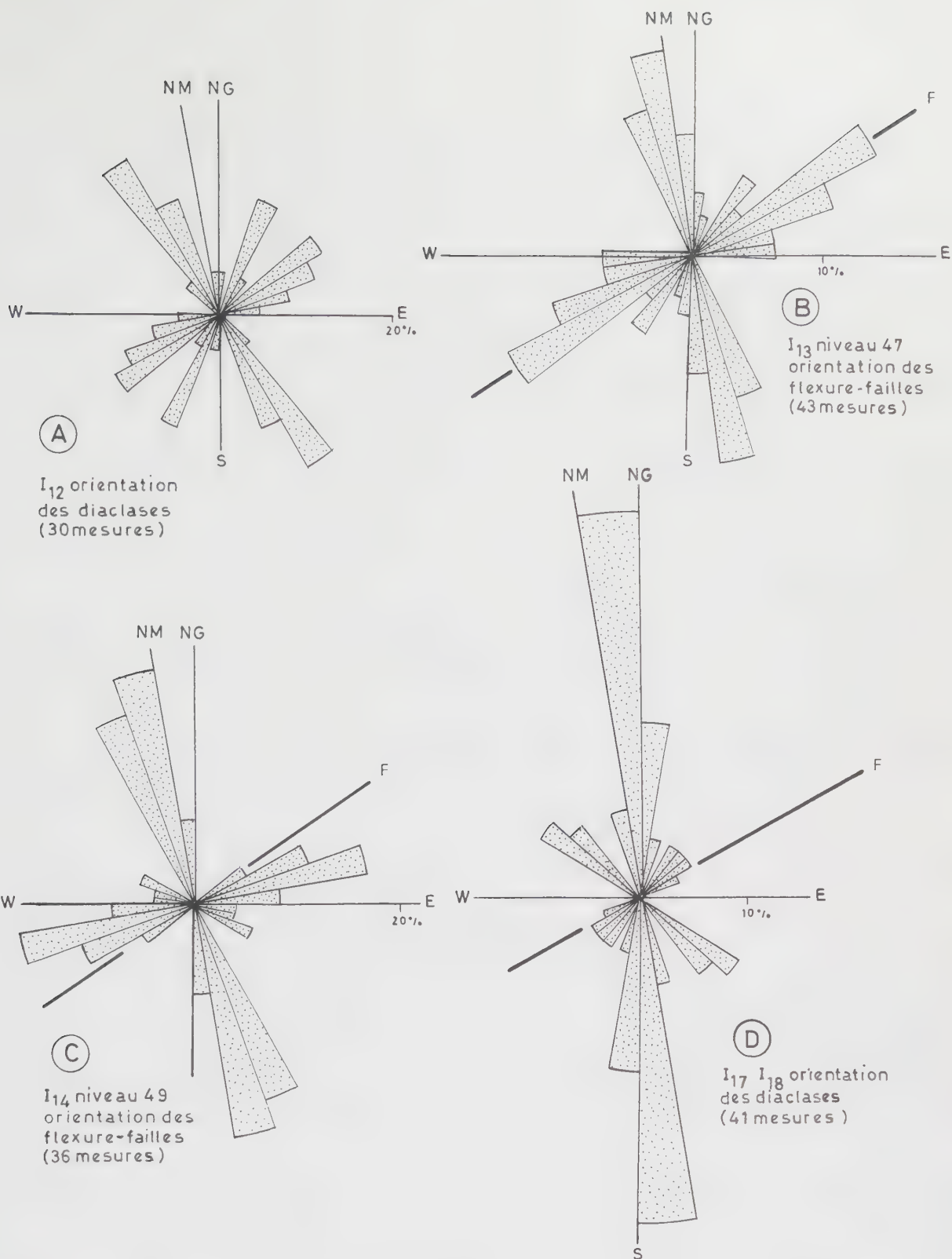
Aucun fossile n'a été trouvé dans le groupe de l'Assabet el Hassiane.

IV - DONNEES STRUCTURALES

La structure du groupe de l'Assabet el Hassiane est très simple ; les différents niveaux s'empilent d'Ouest en Est avec un pendage moyen voisin de 1° . Les failles sont rares.

a) Orientation des diaclases et flexures-failles de I_{13} , I_{14} et I_{17-18} (fig. 82)

L'orientation de ces éléments structuraux a été mesurée directement sur les photographies



TECTONIQUE DES GROUPES DE TIFOUNKE ET DE L'ASSABET EL HASSIANE :
PRINCIPALES DIRECTIONS DE DICLASES ET DE FLEXURE-FAILLES RELEVÉES
SUR PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES

F: Faille de l'Azarane-Tirembaz

aériennes.

- I₁₃ et I₁₄. Les surfaces structurales des grès des niveaux 47 et 49 sont débitées par des flexures-failles orthogonales ou suborthogonales en une multitude de rectangles ou de parallélogrammes de plusieurs centaines de mètres de longueur qui sont limités par des boursouflures de la couche gréseuse de 3 à 5 m de hauteur et d'une dizaine de mètres de longueur. Ces boursouflures représentent des plis ou plus exactement des flexures dont la soudaineté et l'intensité contrastent avec la structure monoclinale de l'ensemble du plateau. Ces flexures peuvent passer localement à des failles au rejet peu important.

Dans le niveau 47 (fig. 82 B) les deux systèmes N 55° et N 160° ont un développement sensiblement égal, alors que dans le niveau 49 (fig. 82 C) le système subméridien est prépondérant. On notera la dispersion beaucoup plus grande du système ENE-WSW.

- I₁₇₋₁₈. Les diaclases, soulignées par le réseau hydrographique, apparaissent nettement sur photographies aériennes. Le système N 0° domine largement les systèmes N 130° et N 45° (fig. 82 D).

b) La faille de l'Azarane-Tirembaz

Cette faille, dont l'orientation varie de N 40° à N 60°, traverse la totalité du groupe de l'Assabet el Hassiane, de la Bathat Ntichedid au Nord à la Bathat Agjim au Sud. Au SW de Bathat Agjim, elle se perd dans les alluvions de l'Oued Tawaz pour réapparaître à la palmeraie d'Amder el Kebir.

Le rejet horizontal de cette faille est de l'ordre de 1 km au niveau des oueds Agbodane et Oreouar ; le compartiment NW est déplacé vers le SW. A hauteur de Bathat Aboueyle le rejet vertical entre les deux lèvres est faible et de l'ordre de 10 à 30 m.

V - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

A - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE ET LES CONDITIONS DE SEDIMENTATION

Compris entre la discordance marquée par le conglomérat de I_{13,44} et la tillite de la base de la série 2, le groupe de l'Assabet el Hassiane est épais d'environ 385 m dans la région étudiée. Plus au Nord, au-delà du massif dunaire de l'Oum Arrouaba, il s'épaissit par l'adjonction d'horizons plus jeunes qui apparaissent sous la série 2. Les principales données stratigraphiques, faciès, épaisseur, sont résumées dans le tableau XV.

		Nomenclature Th. Monod, 1952	Niveau stratigraphique	SERIE 2 PARTIE TERMINALE DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR ET CAMBRO-ORDOVICIEN	Epaisseur par- tielles et tota- les en mètres	
		(Tillite)		DISCORDANCE FAIBLEMENT ANGULAIRE		
	I ₁₈	Grès-quartzite fins et très fins de la Bathat Ntichedid	59	grès-quartzite fin	60	67
			58	grès-quartzite fin à très fin à débit en gueuse, forme falaise	7	

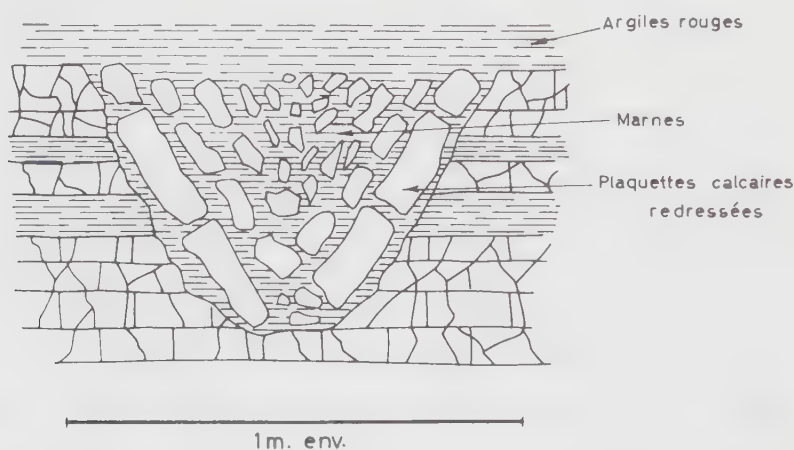
SÉRIE 1 PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR	GROUPE DE L'ASSABET EL HASSIANE (385 m)	Grès très fins, siltstones et shales d'El Mentafa I ₁₇	non répertorié	57	alternance de grès très fin, de siltstone micacé, de shale silteux avec très rares intercalations décimétriques de siltstone calcaire	89	89
		Grès très fins, siltstones, shales et siltstones calcaires de Bou Kerch I ₁₆		56	alternance de grès très fin, de siltstone et de shale avec rares intercalations de siltstone calcaire	67	67
		Grès très fins et siltstones à glauconie, shales et calcaires de Bou Maharade I ₁₅		55	grès très fin et siltstone micacé avec rares miches de siltstone feldspathique calcaire	36	64
				54	grès-quartzite glauconieux conglomératique à galets de quartz, sillexite et barytine	1	
				53	shale, grès très fin et siltstone à glauconie	22,5	
				52	shale avec deux bancs minces de calcaire et calcaire magnésien	4,5	
		Grès-quartzites conglomératiques, grès très fins, siltstones et shales à glauconie d'Agbodane I ₁₄		51	grès fin, dur, ferrugineux, glauconieux	5	61
				50	grès fin, siltstone à glauconie et shale en alternance	17	
				49	grès-quartzite conglomératique et grès fin ferrugineux	7	
				48	siltstone, grès très fin et shale micacés souvent glauconieux	32	
		Conglomérats, grès-quartzites et shales micacés de Bathat Agjim I ₁₃		47	grès-quartzite moyen	9,5	36
				46	shale micacé avec fines intercalations de grès-quartzite à glauconie	17	
				45	grès-quartzite fin à stratifications obliques	11	
				44	conglomérat gréseux à galets de sillexite	0,5	
		DISCORDANCE ? (PERIGLACIAIRE)					
GROUPE DE TIFOUNKE							

Tableau XV : La série stratigraphique du groupe de l'Assabet el Hassiane en Adrar de Mauritanie.

Dans l'étude des conditions de sédimentation nous distinguerons, tout comme nous l'avons fait dans l'étude pétrographique, d'une part le conglomérat de base de I₁₃, et d'autre part l'ensemble I_{13,45} - I₁₈.

a) I_{13,44}

Les plissements en V et en auges observés dans le conglomérat du niveau 44 et les grès de la base du niveau 45 sont très semblables aux structures en baignoires et en auges (fig. 29) observées par G. Bronner, J. Sougy et R. Trompette (inédit) dans l'Oued el Gah, à proximité de Fort Gouraud. Ils peuvent être également rapprochés des polygones de pierres dressées (fig. 83) décrits dans l'île de Ré par P. Butel et M. Ters (1952) et plus récemment par A. Rivière, S. Vernhet, F. Arbey et M. Rivière (1966) et M. Rivière, A. Rivière, F. Arbey et S. Vernhet (1966) ; dans ces trois exemples le substratum est formé par des calcaires ou des dolomies karstiques (I₂ à Fort Gouraud, I₁₂ à Bathat Agjim et le Jurassique dans l'île de Ré).



COUPE VERTICALE DUN POLYGONE DE CRYOTURBATION,
FALaise LE DÉFEND, ILE DE RÉ d'après P.BUTEL et M.TERS (1952)

Figure 83

L'origine glaciaire ou périglaciaire de ces phénomènes est démontrée dans l'île de Ré, où les polygones de pierres dressées et les affaissements de cryoturbation qui les accompagnent sont liés aux glaciations quaternaires. A Fort Gouraud le conglomérat de base de I₃ renferme des blocs de socle de plusieurs dizaines de mètres de diamètre qui ont peut-être été transportés par les glaces ; de même les galets éolisés que l'on trouve parfois entre les "baignoires" et les dolomies karstiques de I₂ peuvent être l'indice d'un climat désertique froid.

Par comparaison avec la base de I₃ à Fort Gouraud, nous attribuerons aux structures en V et en auges de la Bathat Agjim une origine périglaciaire ; le conglomérat du niveau 44 serait fluvioglaciale. Le karst du toit de I₁₂ aurait pris naissance *après* le dépôt du conglomérat du niveau 44, alors que celui-ci était gelé et que les infiltrations étaient rendues très difficiles. Dans de telles conditions climatiques (M. Derruau, 1958, p. 237), il se forme "un karst superficiel caractérisé par un réseau de fentes anastomosées entre lesquelles la pierre est dentelée par de micro-lapiez".

Nous retiendrons donc l'existence probable de phénomènes périglaciaires à la base du groupe de l'Assabet el Hassiane. Ils marquent d'ailleurs le départ d'une sédimentation détritico-carbonatée de I₁₂.

b) I₁₃ - I₁₈

L'essentiel du groupe de l'Assabet el Hassiane est caractérisée par des sédiments détri-

tiques fins à très fins, très bien classés, déposés dans des eaux calmes (grandes paillettes de micas non brisées disposées à plat dans la stratification).

La glauconie, abondante à plusieurs niveaux, indique des eaux marines peu profondes et agitées ; sa couleur, vert foncé en plaque mince alors qu'elle était vert clair dans le groupe d'Atar, indique probablement une teneur plus élevée en fer. Cette glauconie provient, au moins pour une partie d'entre elle, de la transformation de micas détritiques. La montmorillonite représente 25 % de la phase argileuse du groupe de l'Assabet el Hassiane ; elle peut avoir trois origines principales (G. Millot, 1964) :

- a) altération de phyllites détritiques
- b) altération de produits volcaniques
- c) néoformation avec l'attapulgitite et la sépiolite dans le cadre de la sédimentation chimique basique.

L'hypothèse (c) peut être immédiatement écartée. L'hypothèse (b) est peu probable étant donné qu'aucun indice sérieux de volcanisme n'a été identifié. Il reste l'hypothèse (a) qui associe glauconie et montmorillonite les faisant toutes deux dériver de la transformation de phyllites détritiques. Le magnésien qui, dans le cadre de la sédimentation carbonatée des groupes d'Atar et de Tifounke, servait à former de la dolomite est, ici, dans le cadre d'une sédimentation détritique, utilisé à la transformation des phyllites. Nous rejoignons ici les conclusions formulées par J. Lucas (1962) à propos des argiles du Trias.

Les auréoles de nourrissage des feldspaths requièrent pour se former des eaux marines ou des eaux continentales sursalées où les ions Na^+ et K^+ sont abondants. Les plagioclases, assez nombreux dans certains siltstones, indiquent que l'altération chimique sur le continent restait faible. Par contre les roches ferrugineuses à structure cloisonnée sont l'indice de courtes périodes d'altération continentale sous climat chaud et humide. Cependant, il est difficile de dire s'il s'agit d'un véritable niveau sédimentaire qu'un sondage implanté plus à l'Est recouperait ou bien une altération liée à une ancienne surface structurale. Cette question s'est déjà posée à propos de la cuirasse ferrugineuse de la coupe 13 de Tezegraz.

Les niveaux de grès et de grès-quartzites renferment quelques quartz arrondis probablement d'origine éolienne.

Le groupe de l'Assabet el Hassiane apparaît en Adrar comme le stade final du remplissage du bassin du Précambrien supérieur.

B - COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

1) La région de Tourine et du Hank occidental G. Rocci, 1950, 1951 et 1957 (1955)

L'équivalent du groupe de l'Assabet el Hassiane est divisé par G. Rocci en deux horizons. A la base l'horizon C_5 bien visible sur la feuille au 1/500.000 Idjil où il est constitué de grès durs surmontés de grès plus tendres en plaquettes parfois glauconieux. L'horizon C_6 , en partie caché par le massif dunaire de la Maqteir, affleure mal ; à l'Est du méridien $10^\circ 30'$ il n'affleure plus du tout. C'est un ensemble de grès variés, tendres à la base, durs au sommet, qui, sur la feuille Idjil (G. Rocci, 1950), dépasse 160 m d'épaisseur.

2) Les Richat Th. Monod, 1952 ; J. Delpy, 1961 et 1967 (1961)

Dans l'étude du groupe de Tifounke nous avons proposé des corrélations entre la série stratigraphique des Richat et celle de l'Adrar. Ces corrélations s'appuient sur la présence aux Richat de la brèche de silexite de la base du groupe de Tifounke et de la triade qui constitue la partie inférieure de la série 2. Au-dessus de cette brèche affleurent des dolomies à Stromatolites et à intercalations de silexite qui sont, probablement, l'équivalent de I₁₂,⁴³. Tous les terrains compris entre ce niveau carbonaté et la triade sont attribuables au groupe de l'Assabet el Hassiane qui constitue l'essentiel de la structure des Richat.

J. Delpy (1967 [1961]) a subdivisé la série 1 en 11 horizons (tabl. XVI) totalisant 1000 à 1300 m d'épaisseur ; les horizons 7 à 11, épais de 1000 m, représentent le groupe de l'Assabet el Hassiane. Cette épaisseur paraît assez nettement sous-estimée. En effet, dans les Richat, le groupe de l'Assabet el Hassiane affleure sur 8,5 à 9 km ce qui implique, pour une épaisseur de 1000 m, un pendage moyen d'environ 7°. Or, J. Delpy indique que les pendages varient de 20° au centre à 10° sur les bordures. *En adoptant un pendage moyen de 15°, l'épaisseur du groupe de l'Assabet el Hassiane est, dans les Richat, voisine de 2100 m.* Cette estimation est en accord avec celle fournie par A. Cailleux et Th. Monod (1962) qui évaluent la puissance de la série stratigraphique (séries 1 et 2) à 4000 à 4800 m, résultat que les auteurs estiment plus prudent d'énoncer de la façon suivante : la série stratigraphique des Richat est épaisse d'au moins 3000 m. En défalquant de ce chiffre les épaisseurs de la série 2 (550 m en Adrar), du groupe de Tifounke (environ 150 m) et de la partie supérieure du groupe d'Atar, on aboutit à des chiffres tout à fait comparables.

Il n'est pas possible d'établir des corrélations *précises* entre l'Adrar et les Richat. Les six formations de l'Adrar (I₁₃ - I₁₈) correspondent aux niveaux inférieurs des Richat où le groupe de l'Assabet el Hassiane s'épaissit nettement (2100 m environ contre 390 m en Adrar).

Niveau	Faciès	Epaisseur
	SERIE 2 dite cambro-ordovicienne	
	DISCORDANCE TILLITE	
11	Grès	0 à 250 m
10	Pélites avec passées de grès	200 m
9	Grès	250 m
8	Pélites avec passées de grès et de calcaires	200 m
7	Grès avec passées de pélites (glauconie)	100 m
6	Calcaires à silex	10 m
5	Pélites avec passées calcaires, roches variées à zéolites	100 m
4	Formation particulière de roches à zéolites	?
3	Grès	100 m
2	Brèche de jaspe à ciment de jaspe. Vers le sommet le ciment de jaspe est remplacé par une matrice gréseuse. A la base quelques mètres de jaspes intacts et de phtanites	50 m
1	Calcaires	5 m et plus
	Total	1.000 à 1.300 m

Tableau XVI : Log stratigraphique de la série 1 dans les Richat d'après J. Delpy, 1967 (1961)
N.B. Le terme pélite est ici synonyme de siltstone.

3) Le Hank central et oriental J.R. Villemur, 1967 et S. Rouaix, C. Sainton et J.R. Villemur, 1952

L'équivalent du groupe de l'Assabet el Hassiane ou formation détritique supérieure de J.R. Villemur (1967), affleure au SE de Chegga : ce sont les *grès de Cheikhia*. D'autre part, au SW d'El Mreïti, ce sont, selon la terminologie proposée par C. Sainton (S. Rouaix, C. Sainton et J.R. Villemur, 1952), les *grès de Bir Amran*. Entre ces deux affleurements la série 2 repose directement sur la formation calcaréo-dolomitique à Stromatolites, équivalent du groupe d'Atar. L'assimilation de la série détritique supérieure définie dans le Hank par J.R. Villemur, au groupe de l'Assabet el Hassiane n'est pas parfaitement rigoureuse.

Les grès de Cheikhia, épais de plus de 500 m, débutent par des grès fins plus ou moins calcaires et ferrugineux ; ils se poursuivent par une alternance de grès fins feldspathiques roses, de grès fins micacés avec localement des passées glauconieuses et de grès calcaires micacés feldspathiques très souvent lenticulaires. Les grès de Bir Amran, moins épais, sont formés de grès glauconieux, de grès chloriteux et de grès calcaires.

La série détritique supérieure du Hank est caractérisée, tout comme le groupe de l'Assabet el Hassiane en Adrar, par une sédimentation détritique fine souvent glauconieuse avec de rares passées calcaires qui semblent cependant plus abondantes dans le Hank.

4) La région de Chegga - Chenachane - Grizim (frontière algéro-mauritanienne) P. Gévin, 1960 (1958) et G. Durozoy, 1960

La série supérieure argilo-gréseuse définie par G. Durozoy (1960) est le prolongement vers l'Est des grès de Cheikhia. Epaisse de 175 à 675 m, elle est essentiellement formée d'argiles gréseuses indurées souvent glauconieuses (équivalent des shales finement gréseux de l'Adrar), de miches calcaires, de calcaires gréseux verts micacés à éclat spathique, de grès durs en petits bancs et de grès grossiers. Les ripple-marks sont fréquents ainsi que des traces en coup de balai (Spirophytons ?).

On remarquera la grande homogénéité de la sédimentation de cette époque caractérisée par des dépôts fins bien classés souvent glauconieux où la phase carbonatée, peu importante en Adrar, se développe dans le Hank. A la frontière algérienne faciès argileux et passées de grès grossiers prennent de l'importance.

A proximité de la frontière algéro-mauritanienne, mais en territoire mauritanien, les formations des grès de Cheikhia renferment un horizon minéralisé en cuivre à faible teneur (J.-M. Buffière, J.-C. Fahy et G. Ranchin, 1966). La couche minéralisée, qui se suit sur une quinzaine de kilomètres, souligne une terminaison périsynclinal qui disparaît au Sud sous la tillite de la base de la série 2. Le centre de la portion de synclinal visible se situe à environ 12 km au NW des Oglats de Guetatira (carte au 1/50.000 Oued Souss, G. Durozoy, 1960). Le niveau minéralisé, épais en moyenne de 1 à 1,5 m, est composé de grès très fins et de siltstones parfois calcaireux ou glauconieux, souvent friables, d'aspect terreux. La plus forte teneur enregistrée est de 0,82 %. Le cuivre, lorsqu'il est visible, se présente en nodules centimétriques ou décimétriques composés de cuprite et de malachite ; plus rarement il s'étale en lentilles aplaties qui peuvent atteindre 1 m de long et 1 à 5 cm d'épaisseur. Aucune liaison directe entre la tectonique et la minéralisation n'apparaît ; on remarquera cependant que le cuivre est localisé dans une zone légèrement plissée. La minéralisation est indépendante des nombreux filons et sills de dolérite ; elle est probablement syngénétique.

Chapitre VI

CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA SÉRIE I CORRÉLATIONS

A - LA SÉRIE 1 EN ADRAR DE MAURITANIE

1) Utilisation des discordances comme base de la stratigraphie

Jusqu'à ces dix dernières années les coupures stratigraphiques définies dans le Paléozoïque inférieur et le Précambrien supérieur du bassin de Taoudeni étaient d'ordre purement lithologique. L'échelle stratigraphique de l'Adrar de Mauritanie (Th. Monod, 1937 et 1952) illustre cette conception ; aucune discordance importante n'y est signalée, la succession était réputée parfaitement continue.

Le schéma stratigraphique que nous proposons pour le Précambrien supérieur de l'Adrar de Mauritanie fait au contraire apparaître quatre subdivisions majeures fondées sur trois discordances qui ont été mises en évidence. Ces discordances ne paraissent pas se limiter à l'Adrar ; la discordance de base du groupe d'Atar se retrouve particulièrement nette dans la région de Fort Gouraud, la brèche de silixite qui marque la base du groupe de Tifounke a été décrite par G. Rocci (1951) à Tourine et enfin le conglomérat à galets de silixite et de quartzite de la base du groupe de l'Assabet el Hassiane a été retrouvé dans la région de Chegga. Il semble possible, dès maintenant, et au moins pour les terrains du Précambrien supérieur qui s'étendent de l'Adrar mauritanien à la frontière algérienne, d'établir une échelle stratigraphique basée non plus simplement sur les faciès mais aussi, et d'abord, sur les discordances. Certains faciès particulièrement caractéristiques et de grande extension géographique, comme les roches carbonatées à *Conophyton* de la base de I₅ en Adrar qui se retrouvent à Chenachane et les roches carbonatées à récifs stromatolitiques en bulbes d'oignons ou en sous-marins du toit de I₉ qui se retrouvent jusqu'à la frontière algéro-mauritanienne, peuvent servir d'éléments d'appoint dans l'établissement de l'échelle stratigraphique.

Les trois discordances de la série 1, en Adrar, sont du type discordance de ravinement (disconformity des géologues anglo-saxons) ; en fait il n'y a ravinement qu'en de rares points et le plus souvent, il y a apparente concordance entre les deux séries (paraconformity des géologues anglo-saxons). De tels phénomènes impliquent un craton stable, affecté de lents mouvements épirogéniques entraînant l'émersion de vastes régions qui sont livrées à l'érosion continentale, ou bien d'amples variations eustatiques du niveau des mers. L'importance de ces discordances, c'est-à-dire l'espace de temps qu'elles représentent, est difficile à déterminer.

Si l'origine de la discordance de ravinement du mur du groupe de Tifounke reste obscure, notamment du fait du caractère très particulier des niveaux 41 et 42 qui remblaient la paléosurface d'érosion, la liaison entre la discordance du mur du groupe d'Atar et des phénomènes gla-

ciaires paraît possible dans la région de Fort Gouraud. Nous retrouverons cette même liaison à propos de la discordance de ravinement infrasilurienne. Une explication possible à ce lien glaciation-discardance de ravinement est qu'une glaciation s'accompagne d'une baisse du niveau des mers et par conséquent d'une émergence des bordures épicontinentales (les faciès de I_2 à empreintes de cristaux de sel et gypse sont caractéristiques de bordure de mer ou de bassins continentaux sursalés peu profonds). *L'émergence ne serait pas liée à des mouvements épéirogéniques du craton mais à une simple variation eustatique du niveau des mers.*

La stratigraphie de la série 1 pose deux problèmes touchant à l'utilisation des discordances et à leur hiérarchisation :

- La stratigraphie que nous proposons, où séries et groupes séparés par des discordances sont bien individualisés, est séduisante. Pourtant il est possible que notre étude, basée sur quelques coupes, ait laissé échapper des discontinuités.
- Enfin notre schéma stratigraphique, tel qu'il a été exposé notamment dans le tableau II, nous amène à classer les discordances, accordant plus d'importance à la coupure entre les séries 1 et 2 qu'à celles entre les groupes de Char, d'Atar, de Tifounke et de l'Assabet el Hassiane. Cette hiérarchisation des discordances est essentiellement basée sur un critère chronologique : la discordance série 1/série 2 a été la première observée en Adrar. Il reste à démontrer qu'elle est effectivement plus importante que les autres.

Devant un tel problème deux attitudes sont possibles. Soit essayer de faire entrer les faits nouveaux, ici la découverte de trois discordances de ravinement dans la série 1, dans le schéma stratigraphique classique (M. Zimmermann, 1960) ; soit considérer que ces faits nouveaux remettent en question les données classiques. C'est la première solution que nous avons adoptée ; mais on peut dès maintenant concevoir une succession stratigraphique infrasilurienne subdivisée non plus en 2 mais en 6 séries voire davantage.

2) Les données géochronologiques

La série 1 est, d'une part discordante sur le socle de l'Amsaga rattaché au Précambrien ancien (2.500 à 2.600 MA) et d'autre part recouverte en discordance par la tillite de la base de la série 2, qu'à titre d'hypothèse, nous avons assimilée à la tillite du sommet du Précambrien supérieur (environ 650 MA).

Cette fourchette, 2.500-650 MA, peut être précisée en comparant la série de l'Adrar de Mauritanie à celle décrite au Sénégal oriental par J.-P. Bassot (1966). Si, comme nous le faisons dans le paragraphe corrélation (p. 204), nous admettons que la série 1 est, en gros, l'équivalent de la série de Ségou-Madina Kouta, nous pouvons lui affecter un âge compris entre environ 1.000 et 650 MA (J.-P. Bassot, M. Bonhomme, M. Roques et M. Vachette, 1963).

Les premiers résultats des études géochronologiques par la méthode rubidium-strontium entreprises par M. Bonhomme et N. Clauer, au Centre de sédimentologie et Géochimie de la surface de Strasbourg, sur des échantillons de shale de la série I prélevés en Adrar, viennent s'insérer dans cette fourchette 1.000-650 MA qui correspond approximativement au Riphéen supérieur des auteurs russes. A ce jour, nous possédons deux datations provisoires que nous donnons à titre indicatif car elles sont susceptibles d'être légèrement modifiées :

I_4 et base de I_5	Sondages d'Atar	environ 860	± 35 MA
I_2	Coupe 9 de Timzak	environ 961	± 28 MA

Ces deux datations permettent de situer la discordance de ravinement, peut-être d'origine glaciaire, de la base du groupe d'Atar entre 964 et 860 MA.

Il reste maintenant à préciser quelle est l'exacte signification d'un âge mesuré sur une roche sédimentaire. Dans un granite, un basalte, l'âge donné par exemple par une biotite, indique le moment de sa cristallisation. Dans une roche sédimentaire détritique constituée d'éléments de provenance variée le problème est plus complexe. Avec M. Bonhomme, J. Lucas et G. Millot (1965) et M. Bonhomme et G. Millot (1966) on peut distinguer trois cas :

- les âges mesurés sont, en gros, ceux que l'on attendait. On imagine alors que les phyllites issues de l'altération du continent ont eu le temps de se mettre en équilibre avec le milieu de sédimentation. Leur composition isotopique, si elle n'a pas été ultérieurement perturbée, doit permettre de déterminer l'âge du dépôt ou du moins de la diagenèse précoce. Cette explication est bien sûr applicable au cas des minéraux néoformés qui empruntent tout au milieu environnant.
- les âges mesurés sont plus anciens que la période de sédimentation. Ceci implique que l'influence du milieu n'a pas été assez puissante pour masquer l'âge propre de la phyllite héritée. Dans ce cas, on peut théoriquement trouver tous les âges intermédiaires entre celui de la roche mère (En Adrar, la plus ancienne paraît être le socle de l'Amsaga) et celui de la sédimentation.
- les âges mesurés sont plus jeunes que la période de sédimentation. Ceci implique l'existence d'échanges isotopiques après la sédimentation. L'âge mesuré est alors celui du dernier de ces échanges qui peut correspondre, par exemple, à une diagenèse tardive, un métamorphisme.

En Adrar, les âges fournis par I_2 et I_4 - I_5 ne sont pas des âges de sédimentation mais plutôt des âges de diagenèse précoce. Ceci s'appuie sur le fait que des échantillons de shale et de roche carbonatée pris à plusieurs niveaux de I_4 et I_5 donnent un âge identique de 860 MA. Tout se passe comme si la diagenèse n'intervenait qu'à certains niveaux privilégiés de la colonne stratigraphique pour venir clôturer les échanges isotopiques. Toute tranche de terrain comprise entre deux interventions de la diagenèse a la même composition isotopique et fournit un âge identique. Il reste à situer ces interventions de la diagenèse dans l'échelle stratigraphique et à déterminer à quelle réalité géologique elles correspondent. Pour I_2 , l'âge de 961 MA correspond probablement à l'âge de la discordance de ravinement $I_3 - I_2$.

3) Le paysage précambrien supérieur

Les études pétrographique, paléontologique et sédimentologique des principaux faciès nous permettent de reconstituer les grandes lignes du paysage précambrien supérieur. Cinq facteurs principaux (tabl. XVII) interviennent dans l'élaboration de la roche telle que nous la voyons actuellement. Ce sont *le continent*, source des matériaux, *les agents de transport* qui acheminent les matériaux vers le lieu de sédimentation, *le milieu de sédimentation* capable d'imprimer certaines de ses caractéristiques aux sédiments, *les transformations diagénétiques et épigénétiques* et *les altérations météoriques* qui agissent à la manière d'un voile rendant plus difficile la reconstitution du paysage, et enfin *le climat* qui influence les trois premiers facteurs. Ce que nous observons c'est le résultat de l'influence conjuguée de ces cinq facteurs ; le problème consiste à attribuer à chacun d'entre eux sa part d'influence. Ainsi est-il difficile de dire avec certitude si le nourrissage des feldspaths dans les grès très fins et les siltstones s'est produit dans le milieu de sédimentation ou lors de la diagenèse par circulation d'eaux salées, si le début de

kaolinisation des micas détritiques s'est fait sur le continent, dans le milieu de sédimentation ou durant la diagenèse.

Source des matériaux LE CONTINENT ↓ Acheminement des matériaux AGENTS DE TRANSPORT ↓ LE MILIEU DE SÉDIMENTATION	- <i>constitution pétrographique</i> Selon A.B. Ronov (1968), la source principale des matériaux est, durant les derniers 1,5 MA, l'écorce granitique - <i>relief</i> Il détermine, avec le climat, le type d'érosion : prédominance de l'érosion mécanique ou de l'altération chimique. Le relief du continent est étroitement lié à la structure du bassin de sédimentation. Ainsi un continent pénéplané sera bordé de mers épicontinentales, une chaîne de montagnes de fosses profondes. - <i>climat - vie organique</i> Ces deux facteurs déterminent, en grande partie, l'intensité des phénomènes d'altération et de pédogenèse.	LE CLIMAT (Il influence tous les facteurs énumérés ci-contre)
	- Pour la série 1 en Adrar l'eau est l'agent de transport essentiel. Les glaciers ont probablement participé à la sédimentation de la base de I₃ et de I₁₃. - Les matériaux sont acheminés soit sous forme ionique (impondérables de A. Lombard, 1953 et 1956) soit sous forme de particules en suspension (pondérables). Pour les sédiments clastiques (pondérables), la granulométrie est fonction de la force et des capacités de transport du courant, le degré de classement de la durée de transport ; enfin la direction des courants détermine en partie la répartition des dépôts dans l'aire de sédimentation. - L'étude des principales figures et empreintes laissées par les courants (stratifications obliques, chenaux, ripple-marks, empreintes linéaires) permet de reconstituer leur direction et leur sens et de situer, <i>approximativement</i>, la position du continent par rapport au bassin de sédimentation.	
	Il intervient par : - <i>ses caractéristiques physiques</i> La structure, le modelé du bassin de sédimentation interviennent dans la répartition et le piégeage des sédiments ainsi que dans l'édification de la structure des principaux corps sédimentaires. - <i>ses caractéristiques chimiques</i> La composition du milieu de sédimentation, l'eau de mer pour les dépôts marins, est un élément fondamental qui a varié au cours des temps géologiques. Selon A.B. Ronov (1968) la mer n'a atteint sa composition actuelle qu'à la fin du Paléozoïque. L'atmosphère en équilibre avec l'hydrosphère joue un rôle dans la sédimentation, notamment dans celle des carbonates, en déterminant le volume de CO₂ dissous dans l'eau. Un exemple de cette influence chimique du milieu peut être pris dans I₂ où les chlorites et interstratifiés à 14 A° ont de fortes chances de provenir de la transformation agradante d'illites héritées du continent. - <i>ses caractéristiques biologiques</i> En Adrar la sédimentation carbonatée à dominante dolomitique de la série 1 est liée à la présence d'une abondante flore d'Algues.	

	Dans le milieu de sédimentation arrivent, en même temps, les éléments pondérables et impondérables. - les impondérables, généralement sous forme d'ions, servent à la formation des carbonates, sulfates (gypse, barytine), de certains minéraux argileux, des zéolites - les pondérables sont soit dégradés, soit aggradés selon qu'ils se trouvent en équilibre, ou non, avec le milieu environnant.	
EVOLUTION DIAGENETIQUE ET EPIGENETIQUE ALTERATION METEORIQUE	- dégradation et aggradation des minéraux argileux - nourrissage des minéraux détritiques (quartz, feldspaths) - néoformation de feldspaths, de phyllites ... - transformation minéralogique (déshydratation du gypse, dolomitisation....).	

Tableau XVII : Principaux facteurs intervenant au cours de l'élaboration d'une roche sédimentaire.

a) La source des matériaux : le continent

Lors de la sédimentation de la série 1 les matériaux fournis par le continent sont de deux types principaux : des ions, essentiellement Ca^{++} et Mg^{++} , que l'on peut ranger dans les impondérables de A. Lombard (1953 et 1956) et des *détritiques*, en général fins et bien classés, qui entrent dans la catégorie des pondérables. Les impondérables dominent dans les groupes d'Atar et de Tifounke, alors que les pondérables constituent l'essentiel du groupe de l'Assabet el Hassiane.

La finesse et le bon classement des matériaux fournis par le continent indiquent un relief peu accentué, une abrasion mécanique faible, un transport important. Les dépôts de base de la série 1, très évolués, à façonnement éolien net, ne sont pas empruntés à un socle en voie d'altération mais à des formations déjà évoluées probablement du type roches résiduelles ou massifs dunaires. Les matériaux fournis par le continent sont généralement peu altérés, ce qui implique un climat peu agressif, incapable d'engendrer des sols importants ; telles sont les caractéristiques des climats arides chauds ou froids.

Ce schéma d'un continent pénéplané soumis à une abrasion mécanique et à une altération chimique faible souffre cependant quelques exceptions :

- I_3 souvent grossier, à niveaux conglomératiques, marque une reprise de l'abrasion mécanique probablement liée à une variation eustatique du niveau marin.
- Les argiles kaoliniques de $I_{12,41}$, si elles ne sont pas le résultat d'une altération récente, sont les indices d'un climat humide et chaud.

b) Les agents de transport

La plupart des 59 niveaux définis dans la série 1 sont marins ; les traces de courant (stratifications obliques, bounce-marks, groove-marks...) sont abondantes dans toute la série.

L'étude des figures de courant n'a pas été faite de façon suffisamment systématique pour que l'on puisse en tirer des conclusions définitives. Cependant les mesures de stratifications obliques, de brush-marks, groove-marks, ripple-marks et de l'allongement des récifs de Stromatolites dans les niveaux I_1 sup., $I_{3,7}$, $I_{5,20}$, $I_{6,24}$, $I_{9,35}$, $I_{10,37}$ et $I_{11,38}$ indiquent des courants orientés NNE-SSW à NE-SW et dirigés vers le SW ou le SSW. Les directions N 85-90° des Stromatolites déformés de $I_{5,14}$ et N 10° de quelques petits ripple-marks de $I_{9,35}$ correspondent pro-

blement à un courant secondaire dirigé de l'Est vers l'Ouest.

L'étude des récifs stromatolitiques nous a montré que les courants dirigés vers le SW ou le SSW étaient probablement des courants de marée, ce qui pourrait expliquer la constance de leur orientation dans le temps et dans l'espace. Ces courants étalent en un mince voile très régulier les matériaux fournis par un continent qui se situait au NNE de l'Adrar.

c) Le milieu de sédimentation

Nous venons de voir, qu'à de rares exceptions près (quelques niveaux de I₁ et I₃, argiles kaoliniques de I₁₂), les sédiments de la série 1 sont marins et caractérisent une mer très peu profonde parfois à tendance sursalée (glauconie, Stromatolites, figures de courant).

Deux types de sédiments peuvent être distingués : les dépôts détritiques ou pondérables et les impondérables représentés essentiellement, dans la série 1, par les roches carbonatées et les silexites. Dans la sédimentation détritique le milieu intervient surtout par ses *caractéristiques physiques* déterminant la forme et la structure des dépôts (stratifications obliques, dépôts rythmiques, chenaux ravinants...) ; il modifie peu la composition chimique des matériaux hérités du continent (quelques dégradations ou aggradations de minéraux). Dans la sédimentation carbonatée par contre le milieu intervient par ses *caractéristiques chimiques* (teneur en CO₂ dissous, concentration en ions Na et Mg...) et *biologiques* (la photosynthèse chlorophyllienne et la respiration modifient les volumes de CO₂ et O₂ dissous). En Adrar, la majorité des roches carbonatées de la série 1 est liée à la présence d'une abondante flore de Cyanophycées.

La masse des roches carbonatées pose le problème de l'origine du calcium et du magnésium. Seule l'altération d'un continent riche en roches basiques est susceptible d'alimenter une importante sédimentation carbonatée. A.B. Ronov (1968), à partir de l'exemple de l'U.R.S.S., a montré que, pour une période géologique donnée, l'importance de la sédimentation carbonatée est proportionnelle à l'activité volcanique et à l'extension des mers épicontinentales. En Adrar, ce n'est certainement pas l'altération de la dorsale Réguibat, presque uniquement constituée de roches acides, migmatites, leptynites et granites, qui a pu fournir de grandes quantités de calcium et de magnésium. Nous avons eu l'occasion de voir, à propos de I₁, que la portion de socle voisine de l'Adrar ne semble pas non plus être la source principale des matériaux détritiques. Si nous passons en revue les différentes séries du socle ouest-africain, nous ne voyons guère que le Birrimien, riche en épisodes volcaniques basiques, qui puisse constituer une bonne source de calcium et de magnésium. Cependant, cette hypothèse, qui peut être satisfaisante à l'échelle de l'Ouest-Africain, ne rend pas compte du *caractère quasi général de la sédimentation carbonatée à cette époque*. Calcium et magnésium peuvent également être apportés par un volcanisme lointain plus ou moins contemporain. Nous en verrons des manifestations possibles dans l'Ahaggar (R. Caby, 1970).

C'est donc en premier lieu par ses caractéristiques *biologiques* que le milieu intervient dans la sédimentation de la série 1 en Adrar.

d) L'évolution diagénétique et l'altération météorique

L'importance des phénomènes diagénétiques est difficile à déterminer ; cependant les principales transformations comme la dolomitisation et la silicification des roches carbonatées à Stromatolites apparaissent dues à une diagenèse précoce. Par contre, les dégradations provoquées par l'altération météorique actuelle ou quaternaire sont voyantes. L'aspect des roches est souvent très différent à l'affleurement et dans les carottes de sondage, à tel point qu'il est extrêmement difficile d'établir des corrélations entre les logs de sondages et l'échelle stratigraphique

déduite des coupes de terrain. Comme exemple, nous citerons les shales silteux des niveaux I_{4,13}, I_{5,15} et 17 fissiles, bariolés et tendres à l'affleurement alors qu'ils sont massifs, durs, noirs et pyriteux dans les sondages de recherche d'eau d'Atar (R. Trompette, 1964).

L'étude aux R.X d'échantillons de I₄ prélevés dans les sondages d'Atar montre que, dans les échantillons de surface, le caractère baillant des illites est lié à l'altération météorique et non à une diagenèse inachevée. Dans les sondages, les illites sont bien cristallisées.

e) Conclusions

Le paysage au Précambrien supérieur peut être caractérisé, en première approximation, par un continent pénéplané où abrasion mécanique et altération chimique sont faibles, une mer peu profonde, assez souvent sursalée, balayée par la marée qui assure le transport et la répartition en un mince voile des sédiments détritiques dans le bassin.

Le climat est chaud à tendance aride, avec de courtes périodes à climat froid et peut-être à climat chaud et humide. L'aridité est modérée. A l'exception du I₂ à Fort Gouraud, l'évaporation n'est pas assez intense pour entraîner la précipitation du gypse, à moins que ce gypse soit invisible sur les affleurements parce que dissous.

Sur ce bassin étendu, peu profond, *le facteur climat joue un rôle primordial, et l'essai de reconstitution paléoclimatologique (tabl. XVIII) de la série 1 en Adrar de Mauritanie est un document fondamental tant pour la compréhension de la sédimentologie que pour l'établissement de corrélations avec les autres séries du Précambrien supérieur.*

Dans cette reconstitution paléoclimatologique ont été utilisés, les Stromatolites, les dépôts continentaux sursalés (gypse, trémies de sel), les altérations continentales caractéristiques de climats chauds et humides mais dont l'âge est souvent mal établi, les galets éolisés façonnés par les climats arides froids ou chauds, les conglomérats à caractère glaciaire ou périglaciaire, les structures en auges et baignoires qui semblent s'apparenter aux fentes en coin des régions périglaciaires et enfin le degré d'altération en lame mince des minéraux détritiques.

Cette reconstitution paléoclimatologique, qui doit être prise comme un essai où l'hypothèse occupe une part importante, montre que, loin d'être uniforme, le climat au Précambrien supérieur, généralement chaud et plutôt sec, a subi de profondes et brusques variations comparables, toutes proportions gardées, aux variations climatiques quaternaires.

STRATIGRAPHIE		OBSERVATIONS	CONCLUSIONS PALEOCLIMATIQUES
		SERIE 2 CAMBRO-ORDOVICIENNE	
		DISCORDANCE ANGULAIRE : GLACIATION	
GROUPE DE L'ASSABET EL HASIANE	I ₁₈	Ferruginisation ; niveaux interstratifiés ou liés à des surfaces d'érosion récentes (?)	?
	I ₁₅		
	I _{13,44}		
		Auges et baignoires ; conglomérat à galets de silixite, fluviatile ou fluvio-glaciaire ; érosion karstique faible (I _{13,43})	Périglaciaire probable
		DISCORDANCE : PERIGLACIAIRE	

DISCORDANCE : PERIGLACIAIRE				
SERIE 1 PRECAMBRIEN SUPERIEUR	GROUPE DE TIFOUNKE	I _{12,41} et 42	Kaolinite et brèche de silexite remplaçant une paléomorphologie	Chaud et humide (?)
	DISCORDANCE DE RAVINEMENT			
	GROUPE D'ATAR	I ₁₁	Stromatolites ; dolomite diagénétique précoce voire syngénétique ; dépôts de silice inorganique	Chaud à tendance aride (climat actuel de la côte ouest de l'Australie, du Golfe Persique, des Bahamas)
		I ₁₀ I ₉ I ₈ I ₇ I ₆ I ₅ I ₄	Stromatolites et Oncolites ; dolomite diagénétique précoce voire syngénétique	Chaud à tendance aride
		I ₃	Galets et grains de quartz éolisés ; conglomérat à blocs de socle et auges et baignoires (région de Fort Gouraud)	Périglaciaire et glaciaire ?
		DISCORDANCE DE RAVINEMENT : GLACIAIRE ET PERIGLACIAIRE ?		
GROUPE DE CHAR		I ₂	Empreintes de trémies de sel : gypse et Stromatolites (région de Fort Gouraud) dolomite diagénétique précoce ou syngénétique	Arde et chaud
	I ₁	Galets et grains de quartz éolisés ; mud-cracks	Arde, chaud ou froid	
DISCORDANCE ANGULAIRE				
Altération importante postérieure au dépôt de I ₁				
SOCLE PRECAMBRIEN ANCIEN DE L'AMSAGA				

Tableau XVIII : Essai de reconstitution paléoclimatique de la série 1 en Adrar de Mauritanie.

Ce sont ces variations climatiques, souvent concomitantes de mouvements épéirogéniques ou orogéniques marqués par des discordances, qui doivent servir de fil conducteur à l'étude du Précambrien supérieur.

B - CORRELATIONS

Des corrélations seront limitées à quelques régions voisines ayant fait l'objet, ces dernières années de travaux détaillés. En fait, il s'agira de signaler les principaux points communs qui existent dans ces séries, toute corrélation précise étant difficile, voire impossible, dans l'état actuel de nos connaissances.

1) La bordure nord-ouest du bassin de Taoudeni

Jusqu'à présent, les corrélations proposées dans l'étude des divers groupes s'appuyaient sur les travaux anciens, datant parfois d'une vingtaine d'années, de G. Rocci (1950, 1951, 1957),

de Y. Péronne (1966), S. Rouaix, C. Sainton et J.R. Villemur (1952), J.R. Villemur (1967), G. Durozoy (1960) et P. Gévin (1960). Deux missions récentes du Laboratoire de Géologie structurale de Marseille - Saint-Jérôme, regroupant J.-P. Caron, M. Deynoux, J. Marchand, B. Simon, J. Sougy, C. Tempier et R. Trompette, ont permis d'améliorer ces corrélations qui ne sont plus seulement basées sur le faciès mais aussi, et surtout, sur la présence de discordances qui se suivent sur de grandes distances. Nous résumerons les principaux résultats inédits de ces deux missions qui ont permis de retrouver, jusqu'à Chegga, les divisions stratigraphiques proposées en Adrar de Mauritanie (fig. 84) :

- *Le groupe de Char ou de Douik* est bien représenté en Adrar et dans la région de Fort Gouraud où il a été recoupé par les sondages de recherche d'eau de la MIFERMA. Dans cette dernière région, proche des reliefs de la Kédiat Idjil, le groupe de Char, épais localement de plus de 400 m et constitué d'une alternance de siltstones argileux ou dolomitiques, de shales à intercalations gypseuses, de dolomies et de grès-quartzites, remblaie une paléotopographie très accidentée.

Au Nord, dans les coupes de Chegga et d'El Mzereb, le groupe de Douik, équivalent du groupe de Char, moins épais (150-200 m) est gréseux à la base et argileux et carbonaté au sommet.

- *Le groupe d'Atar ou d'El Mreiti*

Dans les coupes de Chegga et d'El Mzereb, le groupe d'El Mreiti débute par une discordance située quelques mètres sous le niveau à *Conophyton* (fig. 84) qui est probablement l'équivalent de la discordance du mur du groupe d'Atar.

Épais de 700 m en Adrar, le groupe d'Atar ne fait plus que 250 m dans le Hank où il est directement transgressif sur le socle. Il s'épaissit de nouveau vers le NE pour approcher 350 m à Chegga.

Cinq niveaux repères ont été utilisés à des fins de corrélation. Ce sont de haut en bas (fig. 84) :

- des biohermes en sous-marin et brioches
- des calcaires bleus à vermicelles blancs probablement d'origine organique
- des calcaires schistoïdes ondulés (biostrome stromatolitique ?), associés à des Stromatolites en chou-fleur (pl. photo. X C), qui constituent un excellent repère photogéologique
- un niveau à "*Collenia*" ou Stromatolites en colonnes isolées (pl. photo. X A et B)
- un niveau à *Conophyton*.

- *Le groupe de Tifounke*

Épais de 75 à 100 m, il n'est représenté qu'en Adrar et à Fort Gouraud.

- *Le groupe de l'Assabet el Hassiane, ou de Bir Amrane ou de l'Oued Cheikhia*

Il est bien développé aux deux extrémités de la bordure occidentale du bassin de Taoudeni où il dépasse 300 m d'épaisseur. Finement détritique, il comprend exceptionnellement, dans la coupe de Bir Amrane, une passée carbonatée.

C'est, de toute la bordure occidentale du bassin de Taoudeni, l'Adrar où la série 1 est la plus épaisse. Si l'on admet le caractère épicontinental de cette série, on en conclut que *l'Adrar a été, au Précambrien supérieur, la zone la plus subsidente de la bordure ouest du bassin de Taoudeni*. C'est également la zone de développement maximal des Stromatolites. Une subsidence importante paraît donc favoriser la prolifération des Stromatolites, à condition qu'il ne s'agisse pas d'une subsidence locale liée à une paléotopographie accusée engendrant un apport détritique qui

paralyse, ou du moins ralentit, le développement des communautés d'Algues.

2) L'Affolé (bordure occidentale du bassin de Taoudeni)

Situé en Mauritanie méridionale, le massif de l'Affolé constitue un môle gréseux allongé SSW-NNE, sur 300 km entre Kayes et Aïoun el Atrouss, large de plus de 100 km et culminant à 600 m. Jusqu'à ces dernières années, il avait été considéré comme une énorme butte témoin détachée de la falaise "cambro-ordovicienne" de l'Assaba - Tagant. La découverte de la tillite, base de la série "cambro-ordovicienne" sur les grès de l'Affolé (M. Zimmermann et H. Briotet, 1958 ; L. Bourguet, F. Lelong et A. Lhermuzeaux, 1961 ; C. Bense, 1964 [1961] ; J.-M. Aymé, C. Couppey et C. Marquis, 1962 ; L. Bourguet, 1966) devait modifier cette interprétation et faire attribuer la série de l'Affolé à l'"Infracambrien".

Les séries stratigraphiques exposées par C. Bense (1961) et J.-M. Aymé, C. Couppey et C. Marquis (1962) diffèrent sensiblement, ces auteurs n'ayant pas adopté la même limite entre série "infracambrienne" et série "cambro-ordovicienne" ; ceci tient essentiellement au fait que la tillite de base de la série supérieure est un horizon complexe variant et d'épaisseur et de faciès, ce qui rend son identification souvent délicate (L. Bourguet, 1966). Ainsi C. Bense (1964 [1961]) inclut les grès du Dhar Taleb (lat. N 16°50' ; long. W 11°15') et les argilites litées du Khang Nam (lat. N 16°42' ; long. W 10°27') dans l'"Infracambrien" alors que pour J.-M. Aymé, C. Couppey et C. Marquis (1962), il s'agit de faciès particuliers de la tillite. Ceci se traduit, du point de vue cartographique, par une superficie attribuée à l'"Infracambrien" plus importante sur la carte de C. Bense que sur les cartes de J.-M. Aymé, C. Couppey et C. Marquis et celles de L. Bourguet.

a) Stratigraphie du massif de l'Affolé d'après J.-M. Aymé, C. Couppey et C. Marquis (1962)

On distingue de bas en haut :

. La série du Béréddji-Kourou et d'El Géleïta (1.200 m)

- conglomérat à galets et dragées de quartz avec passées gréseuses ; discordant sur le socle (70 m)
- grès du Béréddji-Kourou, grossiers, blancs, rosés, ou fins et à patine brune ; en gros bancs à stratifications entrecroisées (750 m)
- grès et silts d'El Géleïta, argileux, brun jaunâtre, micacés, en plaquettes et à patine noire (70 m).

. La série de Teïzir (430 m)

Elle débute par des grès blancs, durs, massifs, se poursuit par des grès grisâtres, feldspatiques, tendres, à stratifications obliques ; près de Teïzir, elle se termine par un banc repère de grès rouge foncé, hématitique, à larges stratifications entrecroisées. La série de Teïzir est probablement discordante sur la série du Béréddji-Kourou et d'El Géleïta ; cependant cette discordance n'a pas été observée.

. La série d'Aïoun el Atrouss (200 m)

Elle est formée de grès blancs ou jaunâtres, tendres, sableux, non cimentés dans lesquels les stratifications entrecroisées atteignent un grand développement.

Selon J.-M. Aymé, C. Couppey et C. Marquis (1962), l'"Infracambrien" du massif de l'Affolé se subdivise en un "Infracambrien I" (1.200 m) ou série du Béréddji-Kourou et d'El Géleïta, surmonté en discordance hypothétique par un "Infracambrien II" (630 m) composé des séries de Teïzir et d'Aïoun el Atrouss.

b) Stratigraphie du massif de l'Affolé d'après C. Bense, 1964, p. 77 (1961)

La série stratigraphique, épaisse seulement de 500 m, peut être subdivisée en 8 niveaux qui sont de bas en haut :

- grès de la falaise de Beredji-Koulou et du Dhar Taleb (200 m). Ce sont des grès conglomératiques, plus ou moins ferrugineux, mauves ou violets, associés à des grès-quartzites et des quartzites moyens (une partie de cette formation, les grès du Dhar Taleb, pourrait être "cambro-ordovicienne")
- grès très fins micacés ou psammites (20 m)
- grès à stratifications entrecroisées (100 m)
- grès compacts (20 m) donnant par érosion de curieuses formes en boules rappelant les circonvolutions cérébrales. Ces grès sont bien visibles dans la région d'Aïoun el Atrouss
- argilites litées ou shales argileux (30 à 40 m) blancs et verdâtres tendres, affleurant de façon sporadique (pour J.-M. Aymé, C. Couppey et C. Marquis, ces shales seraient "cambro-ordoviciens")
- grès fins (50 à 150 m)
- grès grossiers (30 m) argileux à tendance conglomératique
- grès moyens durs, quartzitiques (30 m).

D'après C. Bense (1964 [1961], p. 80), cette "série infracambrienne", essentiellement gréseuse, serait marine (faciès sublittoraux) mais avec des passées continentales caractérisées par *des stratifications entrecroisées de type éolien* ; certains niveaux, où voisinent stratifications entrecroisées de type éolien et stratifications obliques formées dans l'eau par des courants orientés en moyenne d'Est en Ouest, seraient d'origine mixte. Cependant les photographies de stratifications entrecroisées éoliennes (C. Bense, 1964 [1961], Pl. III, photo. 3 et Pl. IV, photo. 1) ne sont pas convaincantes, montrant des caractères de stratifications obliques formées dans l'eau. L'origine éolienne attribuée à une partie des grès de l'Affolé nous paraît discutable, tout au moins à la seule vue de ces documents. Une étude de l'orientation des stratifications obliques et des gouttières (pl. photo. I B) faite sur les grès d'Aïoun el Atrouss, à proximité de la ville d'Aïoun el Atrouss, confirme l'orientation des courants dominants. Si l'on admet que ces grès sont en partie, ou en totalité, synchrones de la série 1 de l'Adrar, on aboutit à la conclusion qu'*au Précambrien supérieur le bassin de Taoudeni était constitué de plusieurs bassins ayant chacun une alimentation en matériau et une sédimentation propres.*

c) Conclusions

La stratigraphie du massif de l'Affolé apparaît comme très différente de celle de la série 1 en Adrar. On n'y retrouve ni les grès très fins et siltstones à glauconie caractéristiques du groupe de l'Assabet el Hassiane, ni les dolomies et calcaires à Stromatolites des groupes d'Atar et de Tifounke. Dans ces conditions toute tentative de corrélation avec la série stratigraphique de l'Adrar nous paraît prématurée.

3) Le Sénégal oriental et les confins guinéo-maliens

Les terrains paléozoïques (s.l.) forment au Sud et à l'Est de la plaine de la Falémé-Gambie deux massifs importants : *le massif de Mali* qui culmine à plus de 1.500 m à proximité de la ville de Mali et qui constitue le rebord septentrional du massif du Fouta Djallon, et les *plateaux mandingues* plus à l'Est.

a) D'après M. Arnould, J.-M. Aymé et R. Guillaume (1959), une coupe de Kédougou (Sénégal) à Mali (Guinée) montre, entre le socle birrimien métamorphique de la région de Kédougou et la tillite qui constitue le mur de la série de Walidiala ("Cambro-Ordovicien"), une "série infracambrienne" épaisse d'environ 2.300 m qui comprend de bas en haut :

- *La série de Ségou* (600 m) constituée de grès plus ou moins friables, en bancs minces à la base et au sommet, plus massifs dans la partie médiane où ils forment corniche ; les ripple-marks et les stratifications entrecroisées y sont nombreux.
- *La série de Madina-Kouta* (1.700 m) où s'individualisent 3 unités :
 - les argilites inférieures rouges, silto-gréseuses, en bancs décimétriques à métriques, avec à la partie inférieure un banc de calcaire rouge à Stromatolites ; des Oncolites sont présents à tous les niveaux ; trois sills de dolérites y sont intercalés (900-1.000 m)
 - les quartzites de la Kannta, roses en bancs métriques ou demi-métriques, à ripple-marks et stratifications entrecroisées, qui passent progressivement à l'unité supérieure (200 m)
 - les argilites supérieures violacées, indurées, avec intercalations gréso-argileuses rouges à la base ; les Oncolites sont fréquents (550 m).

Vers l'Ouest, dans la région de Walidiala, la série de Madina-Kouta s'amincit et passe aux calcaires mauves à Oncolites de Pellèle (150 m). Ces calcaires reposent *directement* sur le socle par l'intermédiaire d'un conglomérat et de deux bancs de calcaire conglomératique à Stromatolites. Ailleurs, la série de Madina-Kouta repose en apparente concordance sur la série de Ségou.

b) L'étude de cette région a été reprise par J.-P. Bassot (1966) dans le cadre plus général d'une synthèse sur la géologie du Sénégal oriental. La série stratigraphique donnée par ce géologue est voisine de la précédente. "L'Infracambrien" ou série de Ségou - Madina-Kouta, qui est l'équivalent des séries de Ségou et de Madina-Kouta de M. Arnould, J.-M. Aymé et R. Guillaume (1959), est subdivisée en 6 niveaux qui sont de bas en haut :

- niv. 1 conglomérat à tendance bréchique (2 m)
- niv. 2 calcaires oolithiques légèrement gréseux associés à des pélites argileuses (50 à 100 m)
- niv. 3 grès quartzeux fins passant vers le haut à des grès-quartzites fins à glauconie (600 m)
- niv. 4 pélites quelquefois calcareuses (500 m)
- niv. 5 grès-quartzites fins (à glauconie ?) (300 à 400 m)
- niv. 6 pélites plus ou moins calcareuses avec bancs de grès-quartzites fins interstratifiés (600 à 800 m).

Les corrélations avec la stratigraphie de M. Arnould, J.-M. Aymé et R. Guillaume (1959) sont aisées ; les trois termes inférieurs correspondent à leur série de Ségou et les trois termes supérieurs à leur série de Madina-Kouta. Les oolithes décrites dans le niveau 2 par J.-P. Bassot (1966 [1963], lame mince 22.771, p. 123 et Pl. V, photo. 2) sont vraisemblablement, au moins pour une partie d'entre elles, des Oncolites. .

Aucune discordance n'est décrite au sein de ces séries infracambriennes. Les mesures d'âges absolus effectuées au Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand (J.-P. Bassot, M. Bonhomme, M. Roques et M. Vachette, 1963) permettent de dater la série de Ségou - Madina-Kouta. Une argilite prélevée à la base de cette série dans la région de Walidiala a donné 1022 ± 20 MA. On ne possède aucune mesure sur les niveaux supérieurs. Cependant l'âge de 645 ± 39 MA, donné par une biotite du granite du Niokolo-Koba, correspond à une granitisation ou à une remise en mouvement du socle qui pourrait être contemporaine de la discordance de base de la série "cambro-ordovicienne".

a) Conclusions

La "série infracambrienne" du Sénégal oriental, épaisse de plus de 2.000 m, peut être subdivisée en deux ensembles discordants, les séries de Ségou et Madina-Kouta (M. Arnould, J.-M. Aymé et R. Guillaume, 1959). Cette discordance semble nette dans la zone occidentale (Walidiala) où la série de Madina-Kouta, d'épaisseur réduite, passe à des calcaires mauves à Oncolites (150m). Les calcaires reposent *directement* sur le socle par l'intermédiaire d'un conglomérat et de deux bancs de calcaires conglomératiques à Stromatolites (M. Arnould et *al.*, 1959, p. 631 et fig. 1). Dans la région de Kédougou il y a apparente concordance entre les 2 séries (paraconformity). La sédimentation infracambrienne semble avoir débuté au Sénégal oriental vers 1 milliard d'années, [en supposant que l'âge donné pour la fraction argileuse soit bien l'âge de la sédimentation (M. Bonhomme, J. Lucas et G. Millot, 1963)] et s'être terminée vers 650 MA.

Bien que l'"Infracambrien" du Sénégal oriental et des confins guinéo-maliens présente des affinités lithologiques certaines avec celui de la bordure nord-ouest du bassin de Taoudeni (calcaires à Stromatolites et Oncolites, grès très fins et pélites à glauconie) et notamment avec le groupe de l'Assabet el Hassiane, toute corrélation précise avec le Précambrien supérieur de l'Adrar nous paraît actuellement prématurée.

4) Le Gourma (République du Mali et confins nigéro-voltaïques)

Le Gourma se situe dans la boucle du Niger. Son étude a été reprise depuis 1959 par R. Reichelt (1960 a et b, 1962 a et b, 1963 et 1971). Les terrains sédimentaires, à faciès flysch fréquent, sont plissés, notamment sur la bordure nord; à l'extrémité orientale, ils deviennent métamorphiques (séries de Labezanga ou Labbezenga et d'Ansongo des anciens auteurs).

La série stratigraphique est délicate à établir du fait du plissement, de l'importance des recouvrements quaternaires et, sur la bordure sud, de la végétation. R. Reichelt a pu individualiser, à l'aide de critères purement *lithologiques*, 6 formations concordantes qui constituent le groupe d'Ydouban épais de 6.000 à 9.000 m. Il rattache ce groupe à "l'Infracambrien", bien que dans toute cette région la tillite de base de la "série cambro-ordovicienne" n'affleure pas. Ces formations sont de bas en haut :

a) Horizon de base ou quartzites et conglomérats de Firgoun

Cet horizon est constitué de grès, grès-quartzites, quartzites souvent ferrugineux à stratifications obliques et niveaux de microconglomérats et de conglomérats, discordants sur les schistes cristallins et les granites birrimiens. Les conglomérats renferment uniquement des galets de quartz à l'exemple de I₁ en Adrar.

Cet horizon épais de 5 à 20 m n'est visible que sur la bordure sud transgressive sur le socle du Liptako.

b) Formation I

Il est difficile de donner une image moyenne de cette formation dont les faciès et la puissance (1.000 à 4.000 m) varient beaucoup. On peut schématiquement distinguer 4 grands faciès selon R. Reichelt (1963) :

- le faciès de Niangay-In Enéren constitué de schistes argileux, de grès verts, bruns ou rougeâtres contenant des horizons lenticulaires de grès, de quartzite et de microconglomérat. Ce faciès occupe tout le centre du Gourma ; son épaisseur est supérieure à 1.000 m.

- *le faciès du Beli* (bordure sud-est). A la partie inférieure et moyenne alternent des quartzites, des brèches de jaspe et de dolomite, des jaspes, des grès calcaireux, des calcaires et des dolomies et des schistes gris, jaunes et rosés. A la partie supérieure affleurent des schistes bruns à rougeâtres avec rares lentilles ou bancs de grès et de quartzite.
- *le faciès de Dimamou* (bordure sud-ouest) est essentiellement calcaire et dolomitique ; au sommet apparaissent quelques quartzites. Dans cette région la formation I atteint 4.000 m d'épaisseur.
- *le faciès de Labezanga* (extrémité est), constitué de séricito-schistes, de chlorito-schistes et de quartzites, représente un faciès épimétamorphique de la formation I.

c) Formation II de Tin Adiérrouf

Cette formation essentiellement schisteuse (schistes bruns, rouges, souvent ferrugineux) dépasse 1.500 m d'épaisseur ; sa limite avec la formation I n'est pas nette.

d) Formation III d'Ararous

C'est un ensemble de schistes, de schistes gréseux, de grès jaunes ou violacés, de quartzites, de calcaires et de calcaires finement gréseux épais, de plus de 1.500 m.

e) Formation IV d'In Alata

C'est une formation massive de 100 à 400 m de quartzites fins, massifs, blancs, beiges ou gris, avec rares intercalations schisteuses et un niveau conglomératique.

f) Formation V d'In Féréren

Cette formation, épaisse de plus de 1.500 m, constitue le toit du groupe d'Ydouban. Elle affleure au coeur des structures synclinales du centre du Gourma et est constituée de schistes tendres, jaunes, bruns ou rougeâtres et de grès fins et moyens, souvent feldspathiques et calcaires.

La base de cette série stratigraphique (horizon de base et formation I) est contestée par J. Delfour (dans R. Reichelt, 1963) qui distingue en Haute-Volta deux cycles sédimentaires discordants ; le second cycle débutant par les brèches de jaspe et de dolomie signalées dans le faciès du Beli. Ces deux cycles différeraient également par l'intensité et la direction des plissements qui les affectent. Les brèches de silexite et de dolomie décrites par R. Reichelt (1963, photos 6 et 10) et prises par J. Delfour comme base du second cycle sont très voisines des brèches de silexite et de dolomie du niveau 42 qui, en Adrar, jalonnent la discordance de ravinement du mur du groupe de Tifounke. De cette simple remarque on se gardera cependant de tirer une conclusion quant à l'existence de 1 ou 2 cycles à la base du groupe d'Ydouban.

En conclusion "l'Infracambrien" du Gourma se caractérise par une sédimentation détritique fine très épaisse assez comparable à celle du groupe de l'Assabet el Hassiane. A la base les calcaires et dolomies, bien développés dans la région de Dimamou, sont peut-être à rapprocher des roches carbonatées à Stromatolites des groupes d'Atar et de Tifounke.

Aucun essai de corrélation n'a été tenté avec le Mali central et occidental où la série stratigraphique reste incertaine et demande à être revue. Ce problème a été traité par M. Deynoux (1971) dans sa synthèse bibliographique sur le bassin de Taoudeni.

5) Le Zemmour mauritanien (Bassin de Tindouf - Mauritanie septentrionale)

Une courte tournée en mars 1965 avec J. Sougy nous a permis de faire connaissance rapidement avec la série stratigraphique du Zemmour, ce qui facilite les comparaisons entre l'Adrar et cette portion mauritanienne du bassin de Tindouf.

"L'Infracambrien" y est représenté par la série d'El Thlethyate (J. Sougy 1957, 1964 [1961]) transgressive sur le socle de la dorsale Reguibat et constituée d'un conglomérat de base peu épais et de dolomies, de dolomies gréseuses ou silteuses, et de grès dolomitiques à Stromatolites. La puissance de cette série est variable, 8 m sur le flanc sud d'Aghachan el Akhdhar, 50 m à El Thlethyate et plus de 500 m dans la chaîne de Dhlou ; elle peut manquer totalement et la série "cambro-ordovicienne" reposer alors directement sur le socle. D'une façon générale elle s'amincit vers le Nord et l'Est.

Les roches carbonatées qui forment l'essentiel de la série d'El Thlethyate sont des dolomies franches renfermant parfois un peu de gypse et de barytine décelables au microscope. L'importance de la phase détritique est variable ; elle est peu abondante dans les faciès épais de la chaîne de Dhlou, abondante dans les faciès réduits où elle est composée de quartz souvent arrondis, de feldspaths, de micas, de minéraux lourds, de pyroxènes et d'amphiboles. Pour J. Sougy les dolomies sont syngénétiques "ce qui implique un milieu de sédimentation dans des eaux relativement concentrées en sels, dans un paysage de type lagunaire et peu profond" ; la présence de sulfate corrobore cette idée. Ce milieu à sédimentation tranquille, isolé du large, était colonisé par une flore d'Algues encroûtantes. Le climat était probablement chaud et aride.

Les Stromatolites sont généralement localisés dans les bancs de dolomie pauvres en éléments détritiques. Les *Collenia* sont peu nets. Les *Conophyton* dans la région d'El Thlethyate constituent, au toit de la série, un niveau repère de valeur uniquement locale ; ils ont été déterminés comme *Conophyton ressoti* MENCHIKOFF var. *jacqueti* var. nov. et sont très voisins des formes décrites en Adrar dans Ig,20 et à Chenachame (N. Menchikoff, 1946). Ils forment des colonnes de 1 m de hauteur et de 10 à 20 cm de diamètre constituées de coupes coniques emboîtées à convexité tournée vers le haut ; leur section est fusiforme. Sur les dalles horizontales, les sections ont toutes leur grand axe orienté suivant une direction commune, comme si un courant marin en était la cause. Cette orientation n'est pas d'origine tectonique, les dolomies n'étant pas cataclasées.

La série d'El Thlethyate est caractérisée par une épaisse série de dolomies à Stromatolites avec probablement de fines intercalations gréseuses ou argileuses que les affleurements rares et mauvais ne permettent pas d'observer ; le toit de cette série est silicifié et, sur la bordure orientale du Zemmour, supporte en discordance le Trémadoc. Par ces caractères la série d'El Thlethyate est voisine des groupes d'Atar et de Tifounke ; cependant on n'y retrouve pas la grande variété des Stromatolites de l'Adrar.

6) L'Aghagar occidental (Algérie)

Reposant en discordance sur le socle ancien du Tassendjanet, R. Caby (1970) décrit un Précambrien supérieur constitué de 2 séries qui sont de bas en haut :

- la série à Stromatolites qui débute localement par des quartzites dont l'épaisseur varie de quelques dizaines de mètres à plus de 3.000 m, et se poursuit par des calcaires et dolomies à intercalations de shales, de pélites et de grès-quartzites (environ 3.000 m). Les Stromatolites, abondants, ont été décrits par J. Bertrand-Sarfati (1968) et comprennent des formes en colonnes et

des *Conophyton* qui peuvent être rapprochés des Stromatolites des groupes d'Atar et de Tifounke.

- la *série verte*, concordante sur la série à Stromatolites, est une énorme accumulation de produits volcano-détritiques généralement de couleur verte. Les grauwackes dominent, associés à des niveaux conglomératiques d'origine glaciaire ou fluvio-glaciaire possible et à un niveau de calcaire. Ces calcaires renferment deux horizons stromatolitiques, à la base des formes en colonnes, au sommet des coupes métriques (J. Bertrand-Sarfati, 1968).

Le dépôt de la série a été précédé et accompagné d'un important volcanisme au chimisme varié : basaltes et andésites précoces, rhyolites, dacites, diarites et diabases synsédimentaires.

Ces deux séries ont été plissées et métamorphisées au cours de l'orogénèse pharusienne aux environs de 600 MA. Elles sont recouvertes en discordance par la "série pourprée" volcano-détritique qui représente la molasse de la chaîne pharusienne.

La série à Stromatolites pouvant assez facilement être parallélisée avec les groupes d'Atar et de Tifounke, on peut, à titre d'hypothèse (R. Caby, 1970), comparer tout ou partie de la série verte avec le groupe de l'Assabet el Hassiane. Nous verrons, au cours de l'étude de la série 2, que cette hypothèse est discutable et qu'il est possible que ce soit le groupe de Bthaat Ergil qui représente l'équivalent de tout ou partie de la série verte.

7) L'Anti-Atlas (Maroc)

L'Anti-Atlas marocain est une des régions du monde les plus favorables pour poser le problème des relations entre le Précambrien et le Cambrien. G. Choubert (1955, 1958, 1959 et 1967) et G. Choubert et A. Faure-Muret (1970) ont synthétisé l'ensemble des travaux effectués sur le Précambrien et le Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas, durant ces vingt dernières années.

La série stratigraphique du sommet du Précambrien et de la base du Cambrien comprend de bas en haut (G. Choubert, 1967 et G. Choubert et A. Faure-Muret, 1970) :

a) Le Précambrien moyen

Il comprend 3 cycles orogéniques

. Le Précambrien I-II (ou II¹) = système d'El Graara

Il débute vers 1850-1800 MA et se termine avec l'orogénèse des Anti-Atlasides centrales (1650-1500 MA). Le métamorphisme général peut être très important mais la granitisation reste faible.

. Le Précambrien II s.s. (ou II²) = système des calcaires à Oncolites et des quartzites

Il constitue une couverture de plate-forme plissée vers 1300 MA par l'orogénie des Anti-Atlasides occidentales et comprend de bas en haut :

- des calcaires à Oncolites, avec notamment des *Osagia* voisines de celles du Riphéen inférieur, associés à des niveaux de schistes. L'ensemble est épais de 200 à 800 m.
- des quartzites à stratifications obliques, ripple-marks, mud-cracks, qui débutent par un conglomérat à galets de granite, de calcaire et de quartzite localement discordant sur les calcaires à Oncolites, et sont parfois coiffés par des shales à intercalations de grès et de calcaires à *Osagia* et *Nobecularites*. L'épaisseur de l'ensemble varie de quelques mètres à 1000 m.
- des vulcanites basiques, liées à l'accident majeur de l'Anti-Atlas, et qui, localement, peuvent

atteindre 500 m d'épaisseur.

- des shales gris et noirs qui, vers le haut, passent à un flysch (épaisseur inférieure à 500 m).

. Le Précambrien II-III (ou II³) = système du Siroua ou du Siroua-Sarhro ou de Lizate

Il comprend de bas en haut :

- des conglomérats et vulcanites qui constituent un horizon lenticulaire. Le volcanisme peut être soit andésitique soit rhyolitique
- des quartzites feldspathiques, des tillites et des varves dont l'épaisseur ne dépasse pas 100 m. En plusieurs points de l'Anti-Atlas, L. Cahen, G. Choubert, J. Hindermeyer et H. Hollard (1953) ont signalé des conglomérats d'origine glaciaire probable. Le conglomérat à faciès de tillite, décrit par R. Du Dresnay (1953) dans les confins algéro-marocains du Sud, à proximité du monument du Général Leclerc, fait peut être, lui aussi, partie du Précambrien II-III.
- des shales et des flyschs, localement très épais, qui clôturent la sédimentation du Précambrien II-III.

Cet ensemble est peu ou pas métamorphique, mais par contre fortement granitisé. Il se termine avec l'orogénèse des Anti-Atlasides orientales vers 1000 MA.

Dans la série stratigraphique qu'il avait proposé à Nairobi en 1955, G. Choubert avait groupé les Précambriens II s.s. et II-III en un Précambrien II ou série de Kerdous.

b) Le Précambrien supérieur ou Précambrien III

. Le système volcanique et détritique d'Ouarzazate à Stromatolites

Les séries volcaniques de l'Anti-Atlas sont constituées par une dizaine de complexes plus ou moins discordants les uns sur les autres. Les rhyolites sont très abondantes, les andésites et les trachytes plus rares et les basaltes rares. Les ignimbrites, les tufs et les brèches volcaniques sont également très développés. On connaît quelques massifs de gabbros qui représentent, sans doute, les réservoirs d'anciens volcans andésitiques.

Les séries sédimentaires sont continentales. Elles sont constituées de conglomérats, de grès, de pélites, avec, entre les coulées volcaniques, de rares intercalations de calcaires à Stromatolites probablement d'origine lacustre.

Des colorations rouges et violacées se développent dans la partie supérieure de la série d'Ouarzazate, dénotant l'installation d'un "climat rubéfiant d'accumulation" qui persistera durant l'Adoudounien et le Géorgien inférieur. Ainsi définie, la série d'Ouarzazate apparaît comme une série glytogénique riche en intercalations volcaniques, comparable aux séries de type "old red sandstones" ou Permo-trias issues du démantèlement des chaînes calédonienne et hercynienne.

La coupure entre les systèmes du Siroua et d'Ouarzazate est fondamentale. La série volcanodétritique d'Ouarzazate et l'Adoudounien qui la surmonte, jouent le rôle d'une *couverture sédimentaire* plastique, discordante sur un *socle* induré, granitisé, formé par le Précambrien inférieur et moyen (A. Emberger et G. Pouit, 1966).

. La transgression marine de l'Adoudounien à *Collenia*

L'Adoudounien est discordant sur la série d'Ouarzazate : il comprend de bas en haut :

- Les dolomies de l'Adoudounien inférieur

Dans l'Anti-Atlas occidental l'Adoudounien inférieur (G. Pouit, 1966 ; A. Emberger et G. Pouit, 1966) correspond à la première transgression marine importante. Il débute par une

formation de base épaisse de 0 à 100 m constituée, de bas en haut, par des conglomérats, de minces niveaux carbonatés lenticulaires et des grès et siltstones au sommet desquels se situe l'horizon cuprifère de Talate-n-Ouamane.

La séquence se poursuit par des calcaires et des dolomies transgressifs à rares intercalations de schistes rouges qui atteignent vers l'Ouest 3.000 m de puissance.

Les *Collenia* sont abondantes notamment dans les séries peu épaisses à caractère côtier. Elles sont fréquemment silicifiées. La sédimentation carbonatée et les Stromatolites sont considérés comme les indices d'une mer chaude et d'un climat à caractère rubéfiant. Le volcanisme est beaucoup moins important que dans la série d'Ouarzazate et géographiquement limité. Les produits émis ont la composition de trachytes et d'andésites.

- *La série régressive "lie de vin" à pseudomorphoses de cristaux de sel et localement à gypse*

C'est une série détritique continentale, épaisse d'environ 600 m, rouge, violacée, composée de conglomérats, de grès et de pélites. La taille des éléments détritiques décroît du NE vers le SW. A l'Ouest dans la région de Tiznit, la série lie de vin passe à des formations calcaires qui renferment des *Collenia* et les premiers *Archaeocyathidés* (G. Choubert, 1958 [1957], p. 144).

Au cours du Colloque organisé en 1957 sur les relations entre le Précambrien et le Cambrien, le caractère continental et régressif de la série lie de vin a été contesté par plusieurs géologues (notamment P. Hupé) qui l'assimilent à une formation deltaïque marine (dans G. Choubert, 1958).

- *Les calcaires dolomitiques de l'Adoudounien supérieur*

Ces calcaires épais de 100 m à 500 m renferment des Stromatolites et des *Archaeocyathidés*.

L'ensemble Adoudounien est paléontologiquement caractérisé par des Stromatolites et par des *Archaeocyathus* qui n'apparaissent qu'à la partie supérieure. Cependant, selon R. Du Dresnay (1961), dans le Haut Atlas oriental, un certain nombre de structures rapportées aux *Collenia* seraient en réalité inorganiques. Sans vouloir généraliser ces conclusions à l'ensemble des Stromatolites du Maroc, il apparaît que les structures stromatolitiques décrites dans les formations du Précambrien supérieur marocain devraient être systématiquement réétudiées.

Dans les séries stratigraphiques qu'il avait proposées à Nairobi et Mexico, G. Choubert (1955 [1954] et 1956) limitait l'Adoudounien aux dolomies de l'Adoudounien inférieur et rattachait au Géorgien la série lie de vin et les dolomies de l'Adoudounien supérieur. Il faisait alors débiter le Cambrien, paléontologiquement caractérisé par l'apparition des *Archaeocyathus*, avec la régression de la série lie de vin.

c) Le Cambrien inférieur

Le Cambrien inférieur fait suite en continuité aux calcaires dolomitiques de l'Adoudounien supérieur dont le toit montre des hard-grounds. Il comprend de bas en haut :

. Une série schisto-calcaire

Cette série a été subdivisée à l'aide des Trilobites en trois zones (P. Hupé, 1952).

- zone I à *Fallotaspis tazemmourtensis* et *Pararedlichia*
- zone II à *Choubertella*
- zone III à *Daguinaspis ambrogii* et *Resserops*

. Une série schisteuse

- zone IV à *Antatlasia*

- zone V à *Neltneria* et *Bondonella*
- zone VI à *Longianda* et *Gigantopygus*

Par leur degré d'évolution les Trilobites de la série schisteuse sont voisins de ceux de la "biozone à *Olenellus*" qui constitue la base du système cambrien. La série schisto-calcaire est donc antérieure au Géorgien inférieur ; elle est en toute rigueur à rapporter à l'Infracambrien ou au Précambrien supérieur.

d) Conclusions

Les comparaisons entre l'Anti-Atlas et l'Adrar de Mauritanie sont difficiles à établir. Selon G. Choubert et A. Faure-Muret (1971), l'Adoudounien supérieur correspondrait aux calcaires à Stromatolites de la série 1 du bassin de Taoudeni, la série lie de vin pouvant être synchrone de la glaciation des Jbeliat.

Par contre, pour R. Caby (1970), le Précambrien II ou II² serait l'équivalent de la série à Stromatolites de l'Ahaggar et donc des groupes d'Atar et de Tifounke, tandis que le Précambrien II-III serait synchrone du dépôt de la série verte. Le Précambrien III, série volcano-détritique rouge à intercalations carbonatées, serait l'équivalent de la série pourprée dans l'Ahaggar occidental, dont un niveau rhyolitique a été daté du Cambrien inférieur. Ces corrélations aboutissent à un rajeunissement considérable de la chronostratigraphie proposée par G. Choubert.

